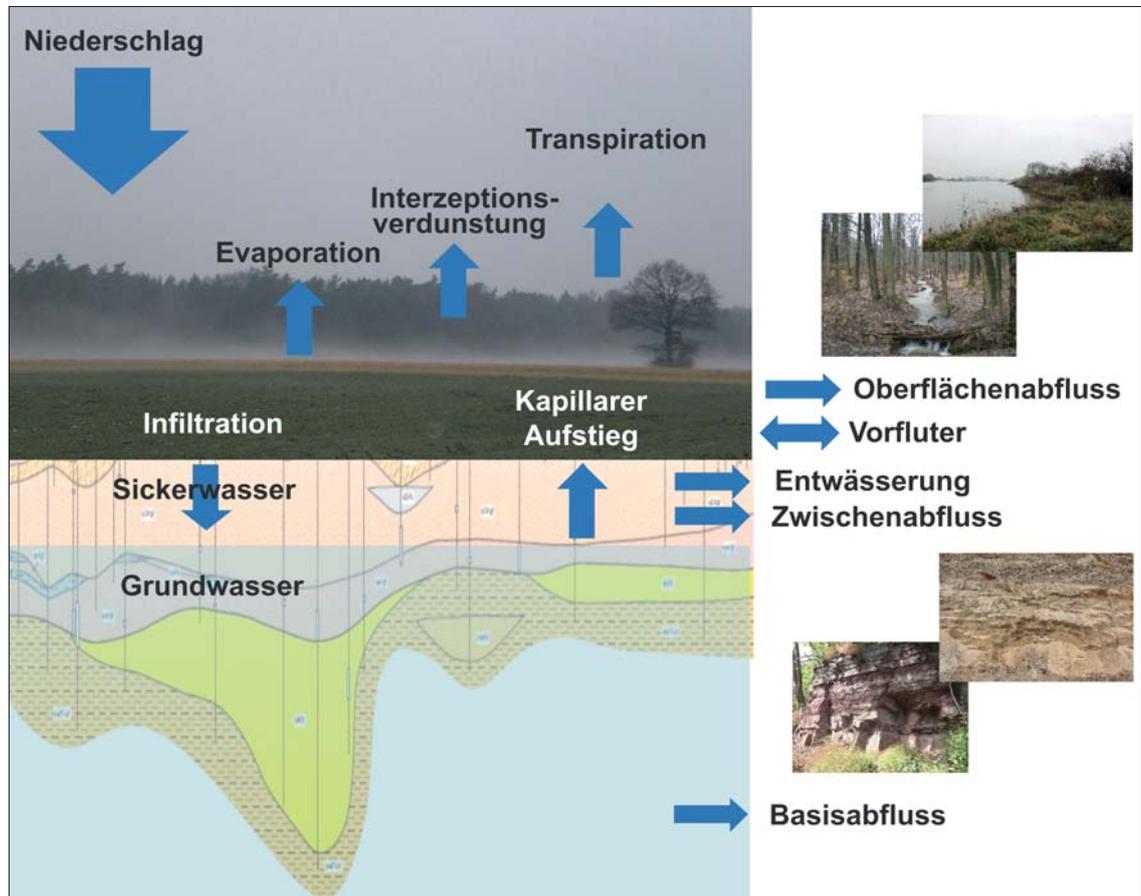


GeoBerichte 36



LANDESAMT FÜR
BERGBAU, ENERGIE UND GEOLOGIE



Grundwasserneubildung von Niedersachsen und Bremen

Berechnungen mit dem Wasserhaushaltsmodell
mGROWA18



Niedersachsen



GeoBerichte 36

Landesamt für
Bergbau, Energie und Geologie

Grundwasserneubildung von Niedersachsen und Bremen

Berechnungen mit dem
Wasserhaushaltsmodell mGROWA18

GABRIELE ERTL, JAN BUG, JÖRG ELBRACHT,
NICOLE ENGEL & FRANK HERRMANN

Hannover 2019

Impressum

Herausgeber: © Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie

Stilleweg 2
30655 Hannover
Tel. (0511) 643-0
Fax (0511) 643-2304

Download unter www.lbeg.niedersachsen.de

1. Auflage.

Version: 17.07.2019

Redaktion: Ricarda Nettelmann

Mail: bodenkundlicheberatung@lbeg.niedersachsen.de

Titelbild: Schematische Darstellung der Prozesse des Wasserkreislaufs und der Grundwasserneubildung.

NIBIS, MEMAS, ATKIS, ESRI sind eingetragene Warenzeichen. Aus Gründen besserer Lesbarkeit kann das ® im Text weggelassen worden sein.

ISSN 1864–6891 (Print)

ISSN 1864–7529 (digital)

DOI 10.48476/geober_36_2019

| | | | | | |
|---------|----|-----------|---------|--------|---------------|
| GeoBer. | 36 | S. 3 – 54 | 20 Abb. | 9 Tab. | Hannover 2019 |
|---------|----|-----------|---------|--------|---------------|

Grundwasserneubildung von Niedersachsen und Bremen – Berechnungen mit dem Wasserhaushaltsmodell mGROWA18

GABRIELE ERTL, JAN BUG, JÖRG ELBRACHT, NICOLE ENGEL & FRANK HERRMANN

Kurzfassung

Grundwasser ist eine erneuerbare Ressource. Informationen zur Grundwasserneubildung werden bei nahezu allen wasserwirtschaftlichen Verfahren benötigt. In Niedersachsen stellt der Geologische Dienst im Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) seit vielen Jahren Daten zu Grundwasserneubildungsraten zur Verfügung. Das Modell mGROWA zur Berechnung des monatlichen **Großräumigen Wasserhaushalts** wurde bis 2016 am Forschungszentrum Jülich in Zusammenarbeit mit dem LBEG entwickelt und nun methodisch aktualisiert. Zusätzlich wurde eine Reihe neuer Eingangsdaten verwendet. Mit der so entstandenen Version mGROWA18 stehen Grundwasserneubildungsraten für die Perioden 1961–1990, 1971–2000 sowie 1981–2010 als Jahresmittelwerte und Monatsmittelwerte zur Verfügung. Für die Periode 1961–1990 ergibt sich eine mittlere jährliche Grundwasserneubildungsrate von ca. 134 mm/a für die Gesamtfläche von Niedersachsen. Die Periode 1981–2010 zeigt eine höhere Grundwasserneubildungsrate von ca. 156 mm/a. Diese Entwicklung bildet sich standortspezifisch unterschiedlich ab.

Inhalt

| | |
|---|-----------|
| Vorwort | 5 |
| 1. Einleitung | 6 |
| 2. Flächendifferenzierte Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate | 7 |
| 3. Veranlassung | 7 |
| 4. mGROWA: Simulationsmethodik und Parameter | 8 |
| 4.1. Berechnung der Wasserbilanz einzelner Modellelemente..... | 8 |
| 4.2. Berechnung der monatlichen landnutzungsspezifischen Evapotranspiration | 9 |
| 4.3. Räumliche und zeitliche Auflösung der Klimatelemente..... | 12 |
| 4.4. Wasserhaushaltssimulation auf Flächen mit Vegetation | 13 |
| 4.5. Wasserhaushaltssimulation auf versiegelten Flächen..... | 19 |
| 4.6. Wasserhaushaltssimulation auf freien Wasseroberflächen..... | 20 |
| 4.7. Separation des Gesamtabflusses in die Abflusskomponenten | 20 |
| 5. Datengrundlagen und Modellinput | 23 |
| 5.1. Landnutzung | 24 |
| 5.2. Digitales Modell der Geländeoberfläche..... | 25 |
| 5.3. Bodenkundliche Daten..... | 26 |
| 5.4. Gedränte landwirtschaftliche Flächen..... | 27 |
| 5.5. Grundwasserflurabstand..... | 28 |
| 5.6. Hydrogeologische Gesteinseinheiten im Festgestein..... | 30 |
| 5.7. Hangneigung..... | 32 |
| 5.8. Klimatelemente | 32 |
| 6. Wasserhaushalt der verschiedenen hydrologischen Perioden | 32 |
| 6.1. Vergleich der Perioden 1961–1990 und 1981–2010 | 34 |
| 6.2. Innerjährliche Verteilung der Grundwasserneubildungshöhe..... | 35 |
| 6.3. Evaluierung der Wasserhaushaltssimulation | 38 |
| 7. mGROWA18 – Unterschiede zu vorhergehenden Modellen | 42 |
| 7.1. Klimadaten | 42 |
| 7.2. Änderungen bezüglich der Landnutzung | 44 |
| 7.3. Grundwasserflurabstände im Jahresgang | 45 |
| 7.4. Topographie..... | 45 |
| 7.5. Hydrogeologische Gesteinseinheiten | 45 |
| 8. Diskussion | 46 |
| 8.1. Unsicherheiten | 46 |
| 8.2. Zeitliche Auflösung..... | 47 |
| 8.3. Präferenzieller Fluss | 47 |
| 8.4. Evaluierung | 47 |
| 8.5. Einfluss von Grundwasser-Entnahmen für landwirtschaftliche Bewässerung..... | 48 |
| 9. Kartendarstellung und Verwendung der Daten | 48 |
| 10. Ausblick | 48 |
| 11. Literatur | 49 |

Vorwort

Als Staatlicher Geologischer Dienst von Niedersachsen setzt sich das Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) für den Schutz des Grundwassers ein. Unsere umfangreichen Untersuchungen und unsere Sammlung hydrogeologischer Daten sind die Voraussetzung für einen vorausschauenden Grundwasserschutz und für sauberes Trinkwasser. Denn Trinkwasser wird zu fast 86 % aus Grundwasser gewonnen.

Kenntnisse über den Prozess der Grundwasserneubildung und die zur Verfügung stehende Menge sind damit für alle wasserrechtlichen Verfahren von grundlegender Bedeutung. Daher bieten wir als Geologischer Dienst seit etwa 40 Jahren Daten zur Grundwasserneubildung an, die seitdem in zahlreichen wasserwirtschaftlichen Verfahren erfolgreich eingesetzt werden. Die Methoden wurden dabei stets an die neuesten wissenschaftlichen Erkenntnisse angepasst, verbessert und um Module, zum Beispiel zur besseren Modellierung des komplexen Bodenwasserhaushalts, ergänzt.

Das in diesem Bericht dargestellte Grundwasserneubildungsmodell mGROWA18 löst jetzt die bisherigen Verfahren ab. Das Forschungszentrum Jülich hat in intensiver Zusammenarbeit mit dem LBEG an diesem Modell gearbeitet, das nun in der Lage ist, neben einem langjährigen Mittelwert auch Auskunft über die innerjährlichen Veränderungen bei der Grundwasserneubildung zu geben. Damit bietet mGROWA18 einerseits Rahmendaten für wasserwirtschaftliche Planungen. Es ist andererseits in der Lage, Veränderungen des Wasserhaushalts zu modellieren, die auf Grund des Klimawandels bereits eingetreten sind bzw. für die Zukunft erwartet werden und liefert so einen Beitrag zur nachhaltigen Sicherung der Trinkwasserreserven.



Andreas Sikorski

Präsident des Landesamtes für
Bergbau, Energie und Geologie

1. Einleitung

In Niedersachsen wird Trinkwasser zu fast 86 % aus dem Grundwasser gewonnen, wobei jährlich knapp eine halbe Milliarde Kubikmeter Wasser gefördert wird (LSN 2016). Dabei sind Grundwasserressourcen im Sinne des Gesetzes zur Ordnung des Wasserhaushalts (Wasserhaushaltsgesetz (WHG)) nachhaltig zu bewirtschaften (BMJ 2018). Dieser Aufgabe stellen sich in Niedersachsen 258 Wasserversorgungsunternehmen, die 419 Gewinnungsanlagen betreiben (LSN 2016).

Grundwasser ist eine erneuerbare Ressource, da ihm durch den Prozess der Grundwasserneubildung vor allem versickerndes Niederschlagswasser zutrifft und so Verluste durch z. B. Abstrom in oberirdische Gewässer oder Entnahmen ausgeglichen werden können. Bei der Bewirtschaftung von Grundwasserressourcen ist nach EU-Wasserrahmenrichtlinie (EUROPÄISCHE GEMEINSCHAFTEN 2000) sicherzustellen, dass ein guter mengenmäßiger Zustand erhalten oder erreicht wird, wozu insbesondere ein Gleichgewicht zwischen Grundwasserentnahme und Grundwasserneubildung gehört (BMJ 2018).

Damit gehören Kenntnisse zum Umfang der Grundwasserneubildung zu den elementaren Steuerungsgrößen bei allen wasserwirtschaftlichen Fragestellungen, so dass HÖLTING & COLDEWEY (2018) die Untersuchung der Grundwasserneubildung als zentrale Aufgabe der Hydrogeologie einordnen. Da die Grundwasserneubildung nicht flächenhaft gemessen werden kann, wurde im Laufe der Zeit eine Vielzahl von Methoden entwickelt, um sie z. B. aus dem Abfluss in Vorflutern oder über die Modellierung des Wasserhaushalts zu ermitteln (HÖLTING & COLDEWEY 2018). Dabei weist die Diskussion zu den Ergebnissen der flächenhaften Ermittlung von Grundwasserneubildungsdaten (z. B. DÖRHÖFER & JOSOPAIT 1997, HÖLTING 1997, LEMKE & ELBRACHT 2008) auf die Schwierigkeiten hin, die große Nachfrage nach entsprechenden Daten in der Landesplanung, der Grundwassernutzung oder dem Naturschutz mit belastbaren Daten zu befriedigen.

Auf den Bedarf an Planungsdaten haben die staatlichen geologischen Dienste schon vor langer Zeit reagiert und als Beitrag zur Sicherstellung der Trinkwasserversorgung an der Ent-

wicklung von Verfahren zur Ermittlung flächenhafter Informationen zur Grundwasserneubildung maßgeblich mitgearbeitet (z. B. AG GRUNDWASSERNEUBILDUNG 1977). In Niedersachsen stellten DÖRHÖFER & JOSOPAIT 1980 das erste Verfahren zur flächenhaften Ermittlung und Kartendarstellung der Grundwasserneubildungsrate vor. Dabei wurden Karten im Maßstab 1 : 200.000 für großräumige grundwasserwirtschaftliche Planungen erarbeitet (DÖRHÖFER & JOSOPAIT 1980) und in zahlreichen wasserwirtschaftlichen Verfahren erfolgreich eingesetzt.

Ab 1998 wurde für die flächendifferenzierte Berechnung der langjährigen mittleren Grundwasserneubildungsrate das Modell GROWA (KUNKEL et al. 2006) genutzt. Im Vergleich zu der Methode nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) zeigt sich, dass für die Lockergesteinsgebiete Niedersachsens GROWA in der Version 06V2 die mittlere Grundwasserneubildungsrate besser vorhersagt. Das zeigen Auswertungen und Vergleiche mit aus Pegeldaten abgeleiteten Werten (LEMKE & ELBRACHT 2008).

Nachdem Untersuchungen gezeigt haben, dass sich der Klimawandel auch derzeit schon signifikant auf den Wasserhaushalt auswirkt (z. B. LINKE 2010), rückte die Notwendigkeit einer zeitlich höher aufgelösten Berechnung des Wasserhaushalts in den Fokus. Um die innerjährlichen Veränderungen der Grundwasserneubildung abbilden zu können, entwickelte das Forschungszentrum Jülich (FZ Jülich) in Zusammenarbeit mit dem Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) das Wasserhaushaltsmodell mGROWA (HERRMANN et al. 2013a, b). Mit mGROWA können die in Niedersachsen relevanten Komponenten des terrestrischen Wasserhaushalts – dies sind die tatsächliche Evapotranspiration, der Gesamtabfluss mit seinen Abflusskomponenten Direktabfluss, Drainageabfluss etc. sowie die Grundwasserneubildung – in hoher räumlicher (100-m-Raster) und zeitlicher (Tage bzw. Monate) Auflösung auf Landesebene über lange Zeiträume und auch mit Klimaprognosedaten simuliert werden. Im Jahr 2013 wurde die erste Version von Grundwasserneubildungsdaten für Niedersachsen auf Basis des Modells mGROWA vom LBEG veröffentlicht (HERRMANN et al. 2013a, b). Seitdem sind weitere methodische Verbesserungen am Modell mGROWA sowie eine Aktualisierung von Datengrundlagen vorgenommen worden.

Die durch das LBEG bereitgestellten mGROWA-Daten sind eine zentrale Planungsgrundlage für viele wasserwirtschaftliche Fragestellungen, die einerseits kontinuierlich weiterentwickelt wird und andererseits in wasserwirtschaftlichen Verfahren bei Vorliegen detaillierterer, räumlich höher aufgelöster Eingangsdaten an die lokalen Verhältnisse angepasst werden kann.

2. Flächendifferenzierte Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate

Um bei der Berechnung der Grundwasserneubildung realitätsnahe Ergebnisse zu erzielen, muss eine Vielzahl räumlich und zeitlich stark veränderlicher Eingangsdaten berücksichtigt werden. Zum Beispiel sind die benötigten Klimagrößen „Niederschlag“ und „Potenzielle Verdunstung über Gras“ auf verschiedenen Raum- und Zeitskalen variabel, wobei der Eingangswert „Niederschlag“ die Bilanzgröße mit der mit Abstand höchsten Sensitivität ist (ELBRACHT, ERTL & LESSMANN 2018). Außerdem werden für die Bestimmung hochaufgelöster räumlicher Muster der Grundwasserneubildung ebenso hochaufgelöste Boden- und Landnutzungsparameter benötigt, die ebenfalls zeitlichen Veränderungen unterliegen können. In den vergangenen Jahrzehnten sind diesbezüglich einerseits die Modellansätze methodisch kontinuierlich weiterentwickelt und andererseits ist die Qualität der Eingangsdaten sukzessive verbessert worden (ELBRACHT, ERTL & LESSMANN 2018). Das LBEG beteiligt sich aktiv an dieser Entwicklung und stellt für wasserrechtliche Fragestellungen kontinuierlich Grundwasserneubildungsdaten nach jeweils aktuellem Kenntnisstand bereit.

Die Höhe der Grundwasserneubildung zu quantifizieren stellt den Bearbeiter seit jeher vor eine Reihe vieldiskutierter Fragen (z. B. DÖRHÖFER & JOSOPAIT 1997, HÖLTING 1997). Seit mehreren Jahrzehnten werden Methoden entwickelt, um die Grundwasserneubildungsrate bestmöglich zu bestimmen. Dabei wurden viele Methoden zur Ermittlung der Grundwasserneubildung für spezielle Fragestellungen in bestimmten Gebieten mit zugehörigen Eigenschaften erarbeitet und sind nicht auf ein ganzes Bundesland mit

der Größe und geologischen Vielfalt Niedersachsens übertragbar. Eine Zusammenstellung einiger dieser Methoden sowie der Vergleich der in Niedersachsen entwickelten Verfahren DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) und GROWA-06V2 sind im GeoBericht 10 (LEMKE & ELBRACHT 2008) zu finden.

Im vorliegenden Bericht wird das Modell mGROWA mit Hauptaugenmerk auf die aktuelle Version mGROWA18 vorgestellt. Die Methodik, deren Unsicherheiten sowie die Unterschiede zu vorhergehenden Modellen werden ausführlich dargestellt.

3. Veranlassung

Für nachhaltige wasserwirtschaftliche Planungen ist die Bewertung des Einflusses des Klimawandels auf die verfügbaren Wasserressourcen unumgänglich (z. B. ARBEITSKREIS KLIWA 2017). In diesem Zusammenhang reicht es nicht aus, nur die Veränderungen in der mehrjährigen Niederschlags- und Abflussverteilung darzustellen. Es müssen vielmehr auch Veränderungen im innerjährlichen Abflussgeschehen abbildbar sein (vgl. HERRMANN et al. 2013a, GLEICK 1987, LEAVESLEY 1994, MIDDELKOOFF et al. 2001).

Die meisten bisher gebräuchlichen Wasserhaushaltsmodelle, wie das seit mehr als zehn Jahren in Niedersachsen verwendete Wasserhaushaltsmodell GROWA (z. B. KUNKEL et al. 2006), können nicht das innerjährliche Abflussgeschehen abbilden. Vor diesem Hintergrund entwickelte das FZ Jülich zusammen mit dem LBEG ein neues Wasserhaushaltsmodell (HERRMANN et al. 2013a), welches folgende Anforderungen aus der wasserwirtschaftlichen Praxis erfüllt:

- Bilanzierung der im Jahresverlauf in verschiedenen Kompartimenten verfügbaren Wassermengen, wie z. B. der Sickerwassermenge in der durchwurzelten Bodenzone,
- hinreichend genaue Bilanzierung der nachhaltig nutzbaren Wassermengen im oberflächennahen Aquifer für die Belange der Grundwasserbewirtschaftungsplanung und damit in Niedersachsen auch für die Belange der Bewässerungsplanung in der Landwirtschaft und

- Abbildung des Einflusses von Klimaveränderungen auf den Bodenwasserhaushalt und die für die Wasserwirtschaft relevanten Grundwasserressourcen, angetrieben durch Klimamodelldaten.

4. mGROWA: Simulationsmethodik und Parameter

Das Wasserhaushaltsmodell mGROWA ist ein konzeptionelles, rasterbasiertes, flächendifferenziertes Modell zur Simulation der tatsächlichen Evapotranspiration, des gesamten gebildeten Abflusses (Gesamtabfluss), des Direktabflusses, der Grundwasserneubildung und des Abflusses über Drainagen in großen Modellgebieten (wenige km² bis >100.000 km²). Im Sinne von BECKER & SERBAN (1990) handelt es sich um ein deterministic conceptual distributed grid based hydrologic model.

Dem konzeptionellen Ansatz der flächendifferenzierten Simulation des Wasserhaushalts folgend werden für verschiedene Oberflächentypen jeweils angepasste Berechnungsmethoden verwendet. Die detaillierte Simulation des Bodenwasserhaushalts auf Flächen mit Vegetation erfolgt durch das BOWAB-Modul (Erweiterung des Modells von ENGEL, MÜLLER & SCHÄFER 2012) und wird in Kapitel 4.4 erläutert. Weiterhin werden die Oberflächentypen „teilweise oder vollständig versiegelte Flächen“ und „freie Wasseroberfläche“ in den Kapiteln 4.5 und 4.6 erläutert (HERRMANN et al. 2013a).

4.1. Berechnung der Wasserbilanz einzelner Modellelemente

Grundwasserneubildung ist nach DIN 4049 (1996) als der „Zugang von infiltriertem Wasser durch den Sickerraum in das Grundwasser“ definiert (s. Abb. 1). Den Hauptanteil zur Grundwasserneubildung liefert die Infiltration von Niederschlägen. Daneben trägt auch z. B. die Infiltration aus Oberflächengewässern zur Grundwasserneubildung bei. Dieser Anteil ist jedoch nicht pauschal quantifizierbar und muss in weiterführenden Gebietsbetrachtungen lokal abgeschätzt werden.

Zur Berechnung der Grundwasserneubildungsrate aus Niederschlägen werden die Hauptkomponenten des Wasserkreislaufs Niederschlag und Verdunstung benötigt. Die Verdunstung lässt sich in Bestandteile zerlegen: Zum einen die Verdunstung von Oberflächen, die sogenannte Evaporation, zum anderen die Transpiration durch die Atmung der Pflanzen, die in Mitteleuropa den Hauptanteil der Verdunstung ausmacht. Die Gesamtgröße wird als Evapotranspiration bezeichnet (s. ATV-DVWK 2002).

Die innerhalb einer diskreten Zeitspanne durch die verschiedenen Prozesse des Wasserkreislaufs in einem diskreten Modellelement des Modellraumes bewegte Wassermenge wird durch die Wasserhaushaltsgleichung (Gl. 1) bilanziert:

$$p + q_{in} = et_a + q_t + (s_2 - s_1) \quad \text{Gl. 1}$$

mit:

- p Niederschlagshöhe,
- q_{in} zugeströmte Wassermenge,
- et_a landnutzungsspezifische tatsächliche Evapotranspirationshöhe,
- q_t gesamte gebildete Abflusshöhe des Modellelements,
- s_i Speicherfüllung zum Zeitpunkt i .

Darin sind p die Niederschlagshöhe, q_{in} die dem Modellelement zugeströmte Wassermenge (z. B. durch kapillaren Aufstieg), et_a die landnutzungsspezifische tatsächliche Evapotranspirationshöhe, q_t die gesamte gebildete Abflusshöhe des Modellelements, s_1 der Speicherfüllstand zu Beginn und s_2 der Speicherfüllstand am Ende der Zeitspanne (HERRMANN et al. 2013b).

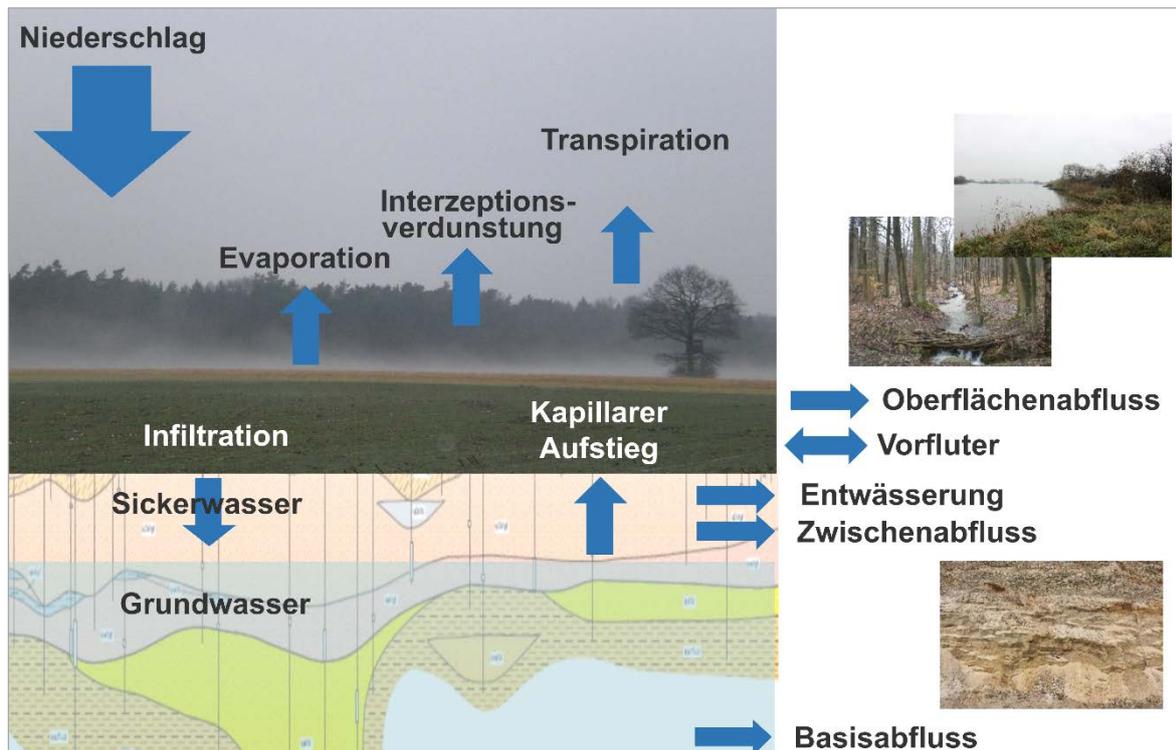


Abb. 1: Schematische Darstellung der Prozesse des Wasserkreislaufs und der Grundwasserneubildung.

4.2. Berechnung der monatlichen landnutzungsspezifischen Evapotranspiration

Das Modell mGROWA berechnet die landnutzungsspezifische Evapotranspiration (et_a) in täglicher Auflösung, basierend auf der Grasreferenzverdunstungshöhe et_0 , den landnutzungsspezifischen Verdunstungsfaktoren k_{LN} , der Funktion $f(\beta, \gamma)$ zur Berücksichtigung der Hangexposition und -neigung und einer Speicherfunktion $f(s)$ zur Bestimmung der für die Verdunstung zur Verfügung stehenden Wassermengen nach Gleichung 2:

$$et_a = et_0 \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma) \cdot f(s) \quad \text{Gl. 2}$$

mit:

et_a landnutzungsspezifische tatsächliche Evapotranspirationshöhe,

et_0 Grasreferenzverdunstung pro Tag,

k_{LN} landnutzungsspezifischer Verdunstungsfaktor,

$f(\beta, \gamma)$ Funktion zur Berücksichtigung der Hangexposition und -neigung,

$f(s)$ Speicherfunktion für die für die Verdunstung zur Verfügung stehenden Wassermengen.

Die Elemente der Gleichung werden im Folgenden genauer beschrieben.

4.2.1. Grasreferenzverdunstung

Die Grasreferenzverdunstung beschreibt die potenzielle Verdunstung an einem gut mit Wasser versorgten Standort mit Grasbewuchs. Sie geht in mGROWA in Form von Rasterdaten des Deutschen Wetterdienstes (© Deutscher Wetterdienst, DWD 2011b) ein. Diese beruhen auf der Penman-Monteith-Gleichung (MONTEITH 1965). Diese Beziehung bildet den physikalischen Prozess der Verdunstung auf Grundlage der meteorologischen Eingangsgrößen sowie standortspezifischer Boden- und Pflanzenparameter ab. Dazu zählen:

- die Lufttemperatur,
- die Windgeschwindigkeit,
- der Sättigungsdampfdruck,
- die Globalstrahlung und
- der Bestandswiderstand.

Die Grasreferenzverdunstungshöhe ist das Ergebnis der Penman-Monteith-Gleichung unter folgenden festgelegten Randbedingungen:

- Die Bodenbedeckung ist definiert als ganzjährig 12 cm hoher Grasbewuchs.
- Die in 2 m Höhe gemessene Windgeschwindigkeit bedingt den aerodynamischen Verdunstungswiderstand.
- Ein Bestandswiderstand wird unter der Bedingung, dass kein Trockenstress besteht, definiert.

Faktoren wie unterschiedliche Bodenbedeckung, Bodenart, die Verfügbarkeit des Wassers und kapillarer Aufstieg werden in der Grasreferenzverdunstung nicht berücksichtigt. Sie werden erst bei der Berechnung der landnutzungspezifischen Verdunstung integriert.

4.2.2. Landnutzung

Zur Bestimmung der tatsächlichen Verdunstungshöhe ist die Kenntnis vom Bewuchs der Fläche, also der Landnutzung, notwendig. Für die Simulation des Wasserhaushalts mit mGROWA können die Daten des digitalen Landschaftsmodells (DLM) des Amtlichen Topographisch-Kartographischen Informationssystems (ATKIS) oder die CORINE-Bodenbedeckungsdaten (CORINE Land Cover: CLC2006; UBA 2009, KEIL et al. 2011) genutzt werden.

Für die Simulationen des Wasserhaushalts in Niedersachsen und Bremen wurden die Objektarten des DLM genutzt und in Landnutzungsklassen eingeordnet (s. Tab. 1).

Tab. 1: In mGROWA derzeit unterschiedene Landnutzungsklassen (verändert nach ATV-DVWK 2002).

| Landnutzungsklassen | Beschreibung |
|---------------------|--|
| V | versiegelte Flächen mit unterschiedlichen Versiegelungsgraden |
| A | Ackerland |
| G | Grünland |
| D | Dauerkulturen, Wein- und Obstbau |
| L | Laubwälder |
| N | Nadelwälder |
| M | Mischwälder |
| O | Flächen ohne bzw. mit nur geringer Vegetation, Strauch- und Krautbewuchs |
| F | Feuchtflächen, Torfmoore |
| W | offene Wasserflächen, Gewässerläufe |

Die Grasreferenzverdunstung stellt eine am Standort bei unbegrenzt verfügbarem Wasser mögliche bzw. potenzielle Verdunstung (für Gras) aufgrund der meteorologischen Gegebenheiten dar. Durch die Integration der Landnutzung und Beachtung des tatsächlichen Bodenwasservorrats kann die tatsächliche Verdunstung bestimmt werden.

Je nach Nutzung variieren die folgenden Größen, die Einfluss auf die Verdunstung haben:

- Albedo,
- Bestandshöhe,
- effektive Rauigkeit,
- effektive Durchwurzelungstiefe,
- Pflanzenbedeckungsgrad und
- Blattflächenindex.

Um die Landnutzung bei Wasserhaushaltsbetrachtungen besser berücksichtigen zu können, wurden seit Jahrzehnten spezielle landnutzungsspezifische Verdunstungsfaktoren bestimmt. Die dabei für unterschiedliche Feldfrüchte ermittelten Verdunstungsfaktoren (z. B. DVWK 1996; ENGEL, MÜLLER & SCHÄFER 2012) oder Landnutzungsklassen (z. B. ATV-DVWK 2002) wurden vielfach publiziert. Aufgrund des Wachstums der Vegetation verändern sich die Albedo, die Bestandshöhe sowie die verdunstungsrelevanten Widerstandswerte, und es resultiert für die meisten Landoberflächen ein Jahresgang der Verdunstungsfaktoren. Tabelle 2 stellt die landnutzungsspezifischen Verdunstungsfaktoren für die in Tabelle 1 definierten Landnutzungsklassen im Jahresgang nach den Vorgaben in ATV-DVWK (2002) zusammen.

Tab. 2: Landnutzungsspezifische Verdunstungsfaktoren für die Landnutzungsklassen (LK) und einzelne Monate (aus ATV-DVWK 2002).

| LK | Jan | Feb | Mär | Apr | Mai | Jun | Jul | Aug | Sep | Okt | Nov | Dez |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| A | 0,733 | 0,733 | 0,744 | 0,947 | 1,188 | 1,181 | 1,185 | 1,151 | 0,974 | 0,853 | 0,775 | 0,733 |
| G | 0,804 | 0,927 | 1,014 | 1,041 | 1,059 | 1,056 | 1,038 | 0,999 | 0,977 | 0,965 | 0,989 | 0,927 |
| D | 0,937 | 0,937 | 0,918 | 0,958 | 0,975 | 0,975 | 0,975 | 0,997 | 1,007 | 0,968 | 0,937 | 0,937 |
| L | 1,003 | 1,003 | 1,053 | 1,179 | 1,114 | 1,227 | 1,241 | 1,241 | 1,241 | 1,139 | 1,082 | 1,003 |
| N | 1,335 | 1,335 | 1,335 | 1,335 | 1,307 | 1,321 | 1,335 | 1,335 | 1,335 | 1,335 | 1,335 | 1,335 |
| M | 1,173 | 1,173 | 1,173 | 1,264 | 1,211 | 1,280 | 1,280 | 1,294 | 1,294 | 1,250 | 1,238 | 1,173 |
| O | 0,863 | 0,863 | 0,863 | 0,877 | 0,871 | 0,864 | 0,864 | 0,864 | 0,864 | 0,877 | 0,863 | 0,863 |
| F | 1,076 | 1,076 | 1,051 | 1,014 | 1,002 | 1,002 | 1,002 | 1,026 | 1,026 | 1,051 | 1,076 | 1,076 |
| W | 1,165 | 1,217 | 1,256 | 1,283 | 1,283 | 1,296 | 1,283 | 1,283 | 1,270 | 1,230 | 1,165 | 1,139 |

Da in den digitalen Landschaftsmodellen (DLM) des Amtlichen Topographisch-Kartographischen Informationssystems (ATKIS) bzw. den CORINE-Bodenbedeckungsdaten (CLC2006: UBA 2009) detaillierte Angaben zur Fruchtfolge fehlen, musste auf eine feldfruchtspezifische Verdunstungssimulation verzichtet werden (HERRMANN et al. 2013a).

4.2.3. Hangneigung und Exposition

Die bisherigen Berechnungen der Evapotranspiration gelten nur für ebene Flächen. Hangneigung sowie -exposition wirken sich jedoch stark auf die Verdunstung aus. So ist beispielsweise für einen Südhang mit wesentlich höherer Verdunstung zu rechnen als für einen Nordhang (z. B. GEIGER 1961). KUNKEL & WENDLAND (1998) entwickelten nach GOLF (1981) eine Korrekturfunktion (Gl. 3), um diese Größen einzubeziehen. β beschreibt die Hangexposition gegenüber Nord und γ die Hangneigung (jeweils in ° (Grad)).

$$f(\beta, \gamma) = (1,605 \cdot 10^{-2} \cdot \sin(\beta - 90) - 2,5 \cdot 10^{-4}) \cdot \gamma + 1$$

Gl. 3

mit:

$f(\beta, \gamma)$ Funktion zur Berücksichtigung der Hangexposition und -neigung,

β Hangexposition gegenüber Nord,

γ Hangneigung.

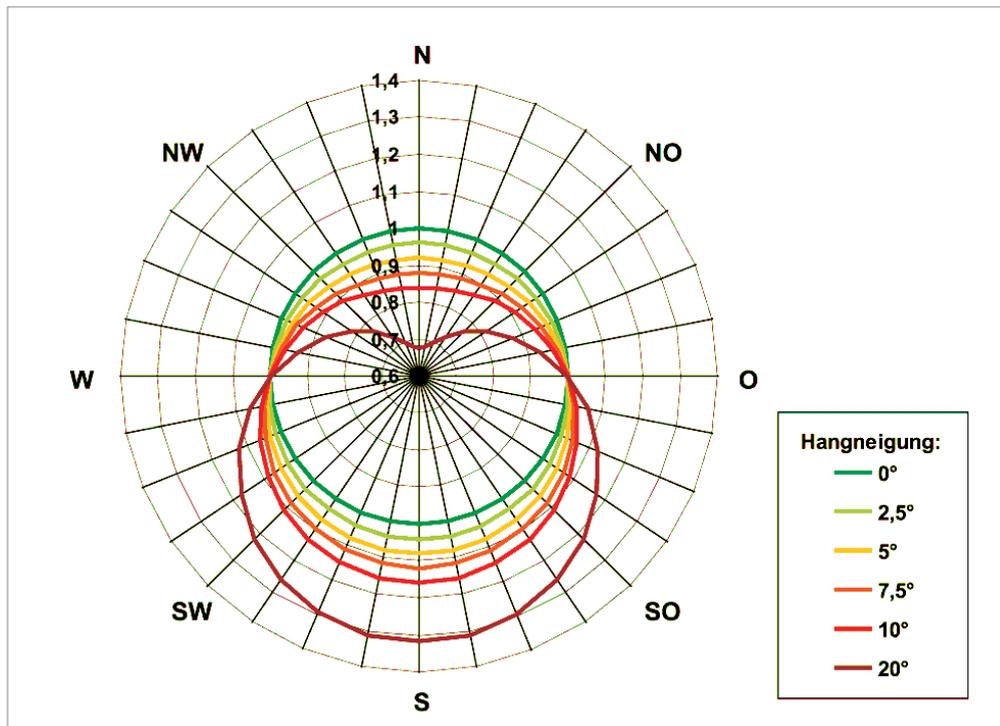


Abb. 2: Funktionswerte der Korrekturfunktion für nicht ebene Oberflächen (HERRMANN et al. 2013a).

Die für die Verdunstung zur Verfügung stehende Wassermenge wird zusätzlich mit der Funktion $f(s)$ in Gleichung 2 definiert. Auf den verschiedenen Standorttypen

- Standorte mit Vegetation,
- versiegelte Standorte und
- freie Wasseroberflächen

ist $f(s)$ unterschiedlich festgelegt (HERRMANN et al. 2013a, b) und wird in den entsprechenden Kapiteln (4.4, 4.5, 4.6) erläutert.

4.3. Räumliche und zeitliche Auflösung der Klimaelemente

Die Klimaelemente „Niederschlag“ und „Grasreferenzverdunstung“ müssen für die rasterbasierte Simulation des Wasserhaushalts mit mGROWA in Tagesschritten bereitgestellt werden. Die Rasterlaufweite beträgt $1 * 1$ km. Jedoch stößt die Leistung der Computer bei sehr hochauflösten Daten an ihre Grenzen. Deshalb ist in mGROWA die Nutzung von Datenrastern mit Monatssummen statt für einzelne Tage

implementiert. Dies bedeutet eine wesentlich geringere Anzahl von Datenrastern mit geringerem Speicherbedarf und geringerem Rechenaufwand. Im Modell selbst werden aus den Monatssummen der Raster Tagessummen der Klimaelemente abgeleitet. Für jede Rasterzelle wird in den vier sie umgebenden Quadranten die jeweils nächstgelegene Klimastation mit verfügbaren Werten ermittelt. Aus den Tagessummen dieser Stationen werden mit dem IDW-Verfahren (Inverse Distanzgewichtung; SHEPARD 1968) gemischte Tagessummen für alle Tage des entsprechenden Monats interpoliert. Es resultiert für jede Rasterzelle eine gemischte Zeitreihe mit Tagessummen der Klimaelemente auf Basis der jeweiligen Tagessummen an den vier Stationen. Befinden sich in einzelnen Quadranten keine Stationen, wird die Anzahl der verwendeten Stationen entsprechend reduziert. Die gemischten Tagessummen werden als Gewichte verwendet, um aus den Monatssummen der Rasterdatensätze die Tagessummen p_i und $eto_{0,i}$ für die Bilanzierung des Wasserhaushaltes zu gewinnen (HERRMANN et al. 2013b).

4.4. Wasserhaushaltssimulation auf Flächen mit Vegetation

4.4.1. Modellgeometrie und flächendifferenzierte Parametrisierung

Mit dem in ENGEL, MÜLLER & SCHÄFER (2012) beschriebenen Mehrschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell BOWAB können Bodenwassergehalte und Wasserflüsse im Boden und aus dem Boden in täglicher Auflösung berechnet werden. Die Methodik des Modells BOWAB wurde in mGROWA implementiert und adaptiert.

Für Flächen mit Vegetation wird je Zelle des Modellrasters ein Modell des Bodens erzeugt. Anhand der Bodenübersichtskarte 1 : 50.000 (BÜK 50, LBEG 1999/2014) wird jeder Rasterzelle ein Leitprofil zugewiesen (vgl. Abb. 3). Dieses Leitprofil beschreibt den Boden in unterschiedlich mächtigen Horizonten. Für mGROWA werden folgende Parameter aus der BÜK 50 verwendet:

- Mächtigkeit der Horizonte,
- Bodenart des Feinbodens nach KA5 (AD-HOC-AG BODEN 2005),
- Bodenartgruppe,
- Lagerungsdichtestufe,
- Substanzvolumen von organischen (Torf-)Horizonten.

Aus diesen Parametern lassen sich durch die Verwendung von Tabellenwerken (MÜLLER & WALDECK 2011, DWA-A 920-1 2016) hydrope-

dologische Kennwerte ableiten, die den Bodenwasserhaushalt maßgeblich steuern und für mGROWA von hoher Bedeutung sind. Darunter fallen:

- Wassergehalt bei Feldkapazität (θ_{fc}),
- Wassergehalt am permanenten Welkepunkt (θ_{pwp}),
- pflanzennutzbarer Teil des Wassergehalts bei Feldkapazität (nutzbare Feldkapazität, θ_a),
- van Genuchten-Parameter (θ_r , θ_s , n , a),
- mittlere kapillare Aufstiegsraten von Mineral- und Torfböden.

Für die Modellierung mit BOWAB/mGROWA wird das Leitprofil der BÜK 50 in gleichmäßige, 3 dm mächtige Bodenschichten übertragen. Insgesamt wird der Bodenkörper jeder Rasterzelle in fünf Modellschichten unterteilt, es werden also insgesamt 1,5 m des Bodens beschrieben. Den 3 dm mächtigen Schichten werden einheitliche hydropedologische Parameter und die Bodenart zugewiesen. Die Übertragung der Kennwerte auf die Schichten erfolgt gewichtet nach der Mächtigkeit des Horizontes innerhalb der Schicht. Vom Leitprofil werden die Bodenarten auf die Schichten des Modells übertragen, indem die Anteile der kartierten Horizonte an den jeweiligen Schichten des Modells berechnet werden. Dann wird jeder Schicht die Bodenart des Horizontes mit dem größten Anteil zugewiesen. Analog wird mit der Bodenartgruppe (Sand, Lehm, Torf etc.), bei Mineralböden mit der effektiven Lagerungsdichte sowie bei Moorböden mit dem Substanzvolumen verfahren (HERRMANN et al. 2013b).

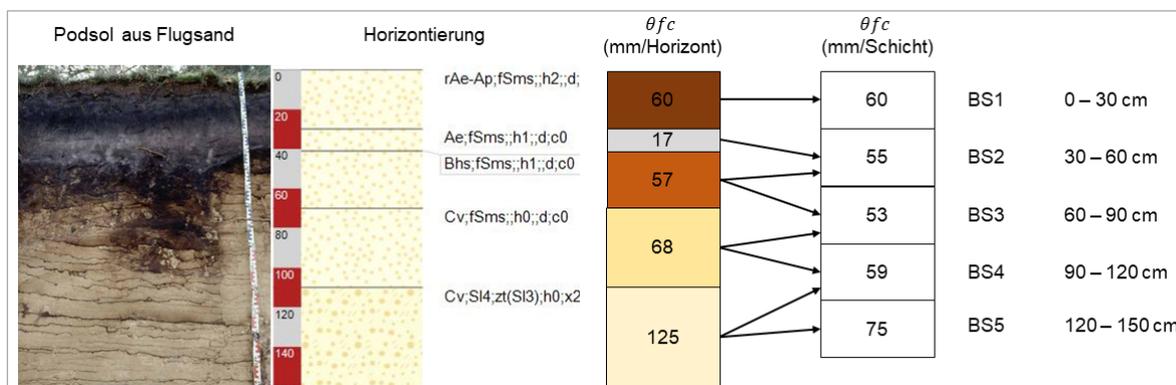


Abb. 3: Schematische Darstellung der Übertragung der Bodenarten aus den Leitprofilen auf die Modellschichten.

Die bodenspezifischen Parameter „Wassergehalt bei Feldkapazität“ θ_{fc} und „pflanzennutzbarer Teil des Wassergehalts bei Feldkapazität“ θ_a (nutzbare Feldkapazität) müssen für jede Modellschicht berechnet werden.

Der pflanzennutzbare Teil des Wassergehalts wird nach Gl. 6 auf Basis des Wassergehalts am permanenten Welkepunkt θ_{pwp} ermittelt:

$$\theta_a = \theta_{fc} - \theta_{pwp} \quad \text{Gl. 6}$$

mit:

- θ_a pflanzennutzbarer Teil des Wassergehalts bei Feldkapazität,
- θ_{fc} Wassergehalt bei Feldkapazität,
- θ_{pwp} Wassergehalt am permanenten Welkepunkt.

Für jede Modellschicht werden jeweils Summen für die beiden Wassergehalte θ_{fc} und θ_a (in Vol.-%) gebildet (mit t_{np} als Anteil eines Bodenhorizontes j an einer Schicht k des Modells in cm, HERRMANN et al. 2013b).

$$\theta_k = \sum_{j=1}^m \theta_j \cdot t_{npj} \cdot 10^{-1} \quad \text{Gl. 7}$$

mit:

- θ_k Wassergehalt in der simulierten Schicht des Modells,
- t_{np} Anteil eines Bodenhorizontes j an einer Schicht.

4.4.2. Bilanzierung des Bodenwassergehaltes

Auf Basis der meteorologischen Daten sowie der bodenkundlichen Parameter kann der Wasserhaushalt des Bodens durch mGROWA beschrieben werden. Dazu wird aus dem Wassergehalt jeder einzelnen Bodenschicht am Beginn jedes Tages ein neuer Wassergehalt für den Beginn des Folgetages berechnet. Die Bodenschichten sind dabei als Überlaufspeicher konzipiert (ENGEL, MÜLLER & SCHÄFER 2012). Das auf den Boden auftreffende Niederschlagswasser p_i versickert und sättigt die oberste Schicht auf. Bei Überschreiten der Feldkapazität (Speicherkapazität der Schicht für Wasser) wird Sickerwasser q_p gebildet, das am nächsten Tag in die nächste Schicht sickert und dort als Zufluss bilanziert wird. Die Sickerung nach unten ist dabei unabhängig von der Füllung des Bodenwasserspeichers der unteren Schicht. Es kann also auch zu Wassergehalten kommen, die größer als die Feldkapazität der Bodenschicht sind. Zudem verlieren die Schichten durch die tatsächliche Evapotranspiration (et_a) Wasser. Bei grundwassernahen Böden wird kapillarer Aufstieg mit

q_{cr} berücksichtigt, sofern ein Wassermangel in der Schicht besteht.

Für die oberste Schicht gilt die Bilanzgleichung:

$$\theta_{i+1,1} = \theta_{i,1} + p_i - et_{a,i,1} - q_{p,i,1} + q_{cr,i,1} \quad \text{Gl. 8}$$

und für die darunterliegenden Schichten (ohne Niederschlag):

$$\theta_{i+1,k} = \theta_{i,k} - et_{a,i,k} + q_{p,i,k-1} - q_{p,i,k} + q_{cr,i,k} \quad \text{Gl. 9}$$

mit:

- $\theta_{i,k}$ Wassergehalt am simulierten Tag i in der Schicht k ,
- p_i Niederschlag am Tag i ,
- et_a tatsächliche Evapotranspirationshöhe,
- q_p Sickerwasser,
- q_{cr} kapillarer Aufstieg.

Für den ersten Schritt des simulierten Zeitraums wird ein Startwassergehalt benötigt. Da für die große Fläche von Niedersachsen keine flächendeckenden Bodenfeuchtwerte an einem Stichtag vorliegen, wird Sättigung angenommen. Das bedeutet, dass alle Böden auf den Wassergehalt bei Feldkapazität aufgefüllt sind. In der Regel ist dies spätestens am Ende des Winterhalbjahres der Fall. Im Rahmen der hier dokumentierten Berechnung wurde der relative Startwassergehalt aufgrund der relativ niederschlagsreichen Monate vor Beginn des Simulationszeitraums auf Feldkapazität gesetzt (HERRMANN et al. 2013b).

4.4.3. Berechnung der tatsächlichen Evapotranspirationshöhe

Die tatsächliche Evapotranspiration ist neben den in Kapitel 4.2 beschriebenen Faktoren auch vom aktuellen Wassergehalt im Boden und damit von der Stärke der Wasserbindung an die Bodenmatrix abhängig. Auf Standorten mit Vegetation wird sie zudem von der Durchwurzelungstiefe, also der Tiefe, die die Pflanzen über ihr Wurzelsystem für die Wasseraufnahme erschließen, gesteuert. Für jede Rasterzelle mit Vegetation ergibt sich die tägliche tatsächliche Evapotranspirationshöhe aus der Summe der Wassermengen, die jede Modellschicht zum Prozess beiträgt (Gl. 10):

$$et_{a,i} = \sum_{k=1}^l et_{a,i,k} \quad \text{Gl. 10}$$

mit:

- $et_{a,i}$ tatsächliche tägliche Evapotranspirationshöhe,
- $et_{a,i,k}$ tatsächliche tägliche Evapotranspirationshöhe einer Schicht.

Die gesamte tatsächliche Evapotranspiration ist durch sogenannte Ausschöpfungsfaktoren (u_s) auf die einzelnen Bodenschichten aufgeteilt, in Abhängigkeit von der angenommenen Durchwurzelungstiefe der Kulturart. In der Summe über alle Modellschichten ergeben die Ausschöpfungsfaktoren 1 (ENGEL, MÜLLER & SCHÄFER 2012).

$$1 = \sum_{k=1}^l u_{s,k} \quad \text{Gl. 11}$$

mit:

$u_{s,k}$ monatspezifischer Ausschöpfungsfaktor der Schicht.

Durch die Ausschöpfungsfaktoren wird die Durchwurzelungstiefe im Jahresgang berücksichtigt, indem die Nutzung des Bodenwasservorrats auf die Modellschichten verteilt wird. In Tabelle 3 sind exemplarisch die sich phänologisch verändernden Ausschöpfungsfaktoren für Acker auf einem Sandboden angegeben.

Tab. 3: Beispiel für landnutzungs- und bodenspezifische Ausschöpfungsfaktoren (Ackerland auf Feinsand mittlerer Lagerungsdichte, aus HERRMANN et al. 2013a, b).

| Schicht | Jan | Feb | Mär | Apr | Mai | Jun | Jul | Aug | Sep | Okt | Nov | Dez |
|---------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0,7 | 0,6 | 0,7 | 0,8 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,3 | 0,4 | 0,3 | 0,2 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

Die Wasseraufnahme durch die Vegetation ist zudem vom Wassergehalt und dessen Pflanzenverfügbarkeit in den einzelnen Schichten abhängig. Mit abnehmender Bodenfeuchte sinkt auch die Transpirationsleistung der Pflanzen. Der Zusammenhang zwischen Wassergehalt und Transpirationsleistung wird durch die Disse-Funktion (DISSE 1995) beschrieben (Gl. 12):

$$R_{Disse,i,k} = \frac{1 - e^{-r \cdot x}}{1 + e^{-r \cdot x} - 2 \cdot e^r} \quad \text{Gl. 12}$$

$$x = \frac{\theta_{i,k} - \theta_{pwp,k}}{\theta_{a,k}}$$

mit:

$R_{Disse,i,k}$ Disse-Funktion pro Tag und Schicht,

e : Eulersche Zahl,

r : pflanzenspezifischer Faktor,

$\theta_{i,k}$ Wassergehalt der Schicht am simulierten Tag,

$\theta_{pwp,k}$ Wassergehalt im Boden der Schicht am permanenten Welkepunkt,

$\theta_{a,k}$ pflanzennutzbarer Teil des Wassergehalts bei Feldkapazität der Schicht (nutzbare Feldkapazität).

Darin ist e die Eulersche Zahl und r ein pflanzenspezifischer Faktor. Für diesen pflanzenspezifischen Faktor wurde, wie in ATV-DVWK (2002) empfohlen, der Wert 5 eingesetzt.

Für Flächen mit Vegetation spezifiziert die Disse-Funktion die Funktion $f(s)$ aus Gleichung 2 für den Fall, dass ein reduzierter Wassergehalt im Boden einen signifikanten Einfluss auf die Evapotranspirationshöhe hat (Gl. 13). Dies tritt auf, wenn der Bodenwassergehalt einer Schicht unter einen kritischen Wassergehalt θ_{crit} fällt. Der kritische Wassergehalt variiert für verschiedene Böden. Vereinfacht wird er für Sandböden mit 50 % der nutzbaren Feldkapazität und für alle übrigen Böden mit 60 % der nutzbaren Feldkapazität beschrieben.

$$f(s_{i,k}) = \begin{cases} 1, & k = 1 \text{ und } p_i > et_{0,i} \cdot k_{LN} \\ 1, & R_{Disse,i,k} > 1 \\ 0, & R_{Disse,i,k} < 0 \\ 1, & \theta_{i,k} > \theta_{crit} \\ R_{Disse,i,k}, & \text{sonst} \end{cases} \quad \text{Gl. 13}$$

mit:

$f(s_{i,k})$ standortspezifische Funktion pro Tag und Schicht,
 k simulierte Schicht des Modells,
 p_i Niederschlag,
 $et_{0,i}$ Grasreferenzverdunstung pro Tag,
 k_{LN} landnutzungsspezifischer Verdunstungsfaktor,
 $R_{Disse,i,k}$ Disse-Funktion pro Tag und Schicht,
 $\theta_{i,k}$ Wassergehalt der Schicht am simulierten Tag,
 θ_{crit} kritischer Wassergehalt (s. Text).

Für die Berechnung der tatsächlichen täglichen Evapotranspirationshöhe aus den einzelnen Modellschichten wird letztendlich für die oberste Schicht Gleichung 14 und für tiefer liegenden Schichten Gleichung 15 verwendet. Gleichung 14 berücksichtigt die Interzeptionsverdunstung, indem Niederschlag unabhängig von der Bodenfeuchte potenziell verdunstet (DVWK 1996).

$$et_{a,i,1} = (p_i - (p_i - et_{0,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma)) \cdot f(s_{i,k})) \cdot u_{s,k} \quad \text{Gl. 14}$$

$$et_{a,i,k} = et_{0,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma) \cdot f(s_{i,k}) \quad \text{Gl. 15}$$

mit:

et_a tatsächliche Evapotranspirationshöhe,
 p Niederschlag,
 $et_{0,i}$ Grasreferenzverdunstung pro Tag,
 $f(\beta, \gamma)$ Korrekturfunktion für Hangneigung und -exposition,
 $f(s_{i,k})$ standortspezifische Funktion pro Tag und Schicht,
 $u_{s,k}$ monatsspezifischer Ausschöpfungsfaktor der Schicht,
 k_{LN} landnutzungsspezifischer Verdunstungsfaktor.

4.4.4. Bilanzierung des Sickerwassers

Sickerwasserbewegungen zwischen den Modellschichten und aus der Bodensäule heraus nach unten werden für zwei Fälle berechnet. Wenn der Wassergehalt einer Schicht den Wassergehalt bei Feldkapazität übersteigt, kann die betreffende Schicht das überschüssige Wasser nicht mehr gegen die Schwerkraft halten. Dieses sickert in die nächst tiefer liegende Schicht oder verlässt im Fall der untersten Schicht die bilanzierte Bodensäule. In Aufsättigungsphasen kann auf präferenziellen Fließwegen vor Erreichen der Feldkapazität eine Sickerwasserbewegung einsetzen. Dazu muss der Wassergehalt am Beginn des Tages über einem Schwellenwert und über dem Wassergehalt am Beginn des Vortages liegen (ENGEL, MÜLLER & SCHÄFER 2012; Gl. 16):

$$q_{p,i,k} = \begin{cases} \theta_{i,k} - \theta_{f c,k}, & \theta_{i,k} > \theta_{f c,k} \\ q_{pp,k}, & \theta_{i,k} \leq \theta_{f c,k} \text{ und } \theta_{i,k} \geq \theta_{i-1,k} \text{ und } \theta_{i,k} > 0,6 \cdot \theta_{\alpha} + \theta_{pwp} \\ 0, & \text{sonst} \end{cases} \quad \text{Gl. 16}$$

mit:

- $q_{p,i,k}$ Sickerwasser der Schicht am simulierten Tag,
- $\theta_{i,k}$ Wassergehalt der Schicht am simulierten Tag,
- $\theta_{f c,k}$ Wassergehalt im Boden der Schicht bei Feldkapazität,
- $q_{pp,k}$ Sickerwasserrate in der Schicht,
- θ_{α} pflanzennutzbarer Teil des Wassergehalts bei Feldkapazität der Schicht (nutzbare Feldkapazität),
- θ_{pwp} Wassergehalt im Boden am permanenten Welkepunkt.

Die Sickerwasserrate q_{pp} , die vor Erreichen der Feldkapazität vom Modell zugelassen wird, ist abhängig von der Bodenart und nimmt mit zunehmender Tiefe ab (s. Tab. 4).

Tab. 4: Sickerwasserrate vor Erreichen der Feldkapazität auf verschiedenen Bodenarten (aus HERRMANN et al. 2013b).

| Sandböden | | alle übrigen Bodenarten | |
|--------------------|-----------------|-------------------------|-----------------|
| Tiefenbereich [cm] | q_{pp} [mm/d] | Tiefenbereich [cm] | q_{pp} [mm/d] |
| 0 – 30 | 2,0 | 0 – 30 | 1,2 |
| 30 – 60 | 1,2 | 30 – 60 | 0,8 |
| > 60 | 0,8 | > 60 | 0,5 |

4.4.5. Bilanzierung des kapillaren Aufstiegs aus dem Grundwasser

Auf grundwasserbeeinflussten Böden kann die Vegetation ihren Wasserbedarf aus dem im Wurzelraum gespeicherten und aus dem von der Grundwasseroberfläche kapillar aufsteigenden Wasser decken. Als grundwasserbeeinflusste Böden gelten semiterrestrische sowie terrestrische Böden, auf denen zumindest zeitweise der Kapillarsaum des Grundwassers die Wurzelzone erreicht (HERRMANN et al. 2013a, b).

Kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser in die Wurzelzone erfolgt nur, wenn der gesamte hydraulische Gradient des bilanzierten Raumes ungleich Null ist (s. SCHEFFER 2002). Dies ist bei Wasserdefizit in der Wurzelzone der Fall, wenn der Betrag des Matrixpotenzials größer als das Gravitationspotenzial ist. Das kapillar aus dem Grundwasser aufsteigende Wasser führt zu einem Potenzialausgleich. Die Aufstiegsrate ist abhängig von der Wasserspannung h (dem negativen Porenwasserdruck) im Bereich der Bodenschicht mit Wasserdefizit, der Höhendifferenz zwischen Grundwasseroberfläche und diesem Niveau sowie der Porengrößenverteilung.

Auf Grundlage der Darcy-Gleichung haben GIESEL, RENGER & STREBEL (1972) mit Hilfe numerischer Simulationen für eine Vielzahl verschiedener Bodenarten die Beziehungen zwischen Wasserspannung, kapillaren Aufstiegsraten und kapillaren Aufstiegshöhen beschrieben. Auf diese Arbeit aufbauend, veröffentlichten RENGER et al. (2009), MÜLLER & WALDECK (2011) und der DWA (2016) tabellierte kapillare Aufstiegsraten.

Im Modell mGROWA werden hinsichtlich einer pragmatischen Lösung die kapillar aufsteigenden Wassermengen nicht physikalisch exakt simuliert, sondern auf Basis der tabellierten Richtwerte (MÜLLER & WALDECK 2011, RENGER et al. 2009) bilanziert.

Basierend auf dem von VAN GENUCHTEN (1980) publizierten Modell wird die Wasserspannung in den Bodenschichten, beginnend mit der untersten Schicht oberhalb der Grundwasseroberfläche, berechnet (Gl. 17; HERRMANN et al. 2013a, b). Die Wasserspannung hängt vom aktuellen Wassergehalt sowie weiteren hydraulischen Parametern ab. Die „van Genuchten/Mualem-Parameter“ θ_s , θ_r , n sowie α beschreiben die Relation zwischen dem Wassergehalt im Boden und der Saugspannung und liegen für eine Vielzahl von Bodenarten tabelliert vor (z. B. RENGER et al. 2009).

$$|h_{i,k}| = \frac{\left[\left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta_{i,k} - \theta_r} \right)^{\frac{n}{n-1}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}}}{\alpha} \quad \text{Gl. 17}$$

- mit:
- $h_{i,k}$ Wasserspannung der Schicht pro Tag,
 - θ_s Parameter des van-Genuchten-Modells (Wassergehalt bei Sättigung),
 - θ_r Parameter des van-Genuchten-Modells (residualer Wassergehalt),
 - n, α Parameter des van-Genuchten-Modells,
 - $\theta_{i,k}$ Wassergehalt der Schicht am simulierten Tag.

Im Modell mGROWA wird von der Annahme ausgegangen, dass bis in die tiefste Schicht, in der die aktuelle Wasserspannung negativer ist als die für die tabellierten Richtwerte angenommene Wasserspannung, am entsprechenden Tag kapillarer Aufstieg stattfinden kann, wenn eine weitere Bedingung erfüllt ist. Für den Abstand z_a zwischen Grundwasseroberfläche und Untergrenze der entsprechenden Modellschicht muss bei gegebener Bodenart ein kapillarer Aufstieg möglich sein. Die für den jeweiligen Tag dann potenziell mögliche kapillare Aufstiegsrate $q_{cr,pot,i,k}(z_a)$ wird aus den Tabellenwerten ausgelesen (Tabelle 5 zeigt ein Beispiel). Die Bodenart wird anhand der Bodenart des untersten Horizontes ausgewählt. Entsprechend dem tatsächlichen Wasserdefizit wird letztendlich die tatsächlich kapillar aufsteigende Wassermenge abgeschätzt (HERRMANN et al. 2013a, b; Gl. 18).

Tab. 5: Beispiel für tabellierte kapillare Aufstiegsraten in mm/d (nach MÜLLER & WALDECK 2011).

| Bodenart | Abstand z_a zwischen Grundwasseroberfläche und Untergrenze der bilanzierten Schicht [dm] | | | | | | | | | | | | | h * [hPa] |
|----------|--|----|----|----|----|---|-----|-----|-----|------|-----|------|----|-----------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | |
| fSms | >5 | >5 | >5 | >5 | >5 | 3 | 1.5 | 0.7 | 0.3 | 0.15 | 0.1 | <0.1 | 0 | 140 |

* Angenommene Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes.

$$q_{cr,i,k} = \begin{cases} q_{cr,pot,i,k}(z_a), & |h_{i,k}| > |h_{tab}| \text{ und } \theta_{fc,i,k} - \theta_{i,k} \geq q_{cr,pot,i,k}(z_a) \\ \theta_{fc,i,k} - \theta_{i,k}, & |h_{i,k}| > |h_{tab}| \text{ und } \theta_{fc,i,k} - \theta_{i,k} < q_{cr,pot,i,k}(z_a) \\ 0, & q_{cr,pot,i,k}(z_a) < 0.1 \end{cases} \quad \text{Gl. 18}$$

mit:

$q_{cr,i,k}$ kapillarer Aufstieg der Schicht pro Tag,
 $q_{cr,pot,i,k}(z_a)$ für jeweiligen Tag potenziell mögliche kapillare Aufstiegsrate,
 $h_{i,k}$ Wasserspannung der Schicht pro Tag,
 $\theta_{fc,i,k}$ Wassergehalt im Boden der Schicht bei Feldkapazität pro Tag,
 $\theta_{i,k}$ Wassergehalt der Schicht am simulierten Tag.

Wenn kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser in den Bilanzraum ermittelt wird, geht die aufsteigende Wassermenge in die Berechnung des neuen Wassergehalts der betreffenden Schicht an diesem Tag mit ein (Gl. 8 und Gl. 9). Außerdem stellt der kapillare Aufstieg auch einen Modellinput dar, der für die entsprechenden Rasterzellen des Modellgebietes bilanziert werden muss. Das heißt, in Gleichung 1 wird $q_{in,i} = q_{cr,i,k}$ gesetzt.

4.5. Wasserhaushaltssimulation auf versiegelten Flächen

Versiegelte Flächen wie Asphaltflächen, Dachflächen mit Entwässerung oder Straßenpflaster zeigen ebenfalls eine von der zur Verfügung stehenden Wassermenge abhängige Verdunstung. Im Gegensatz zum Boden kann von versiegelten Flächen jedoch nur die Wassermenge verdunsten, welche auf der Oberfläche auch gespeichert werden kann. Auf typischen versiegelten Flächen kann etwa 1 mm Regenwasser gespeichert werden (abgeleitet aus Untersuchungen von WESSOLEK & FACKLAM 1997). Nicht gespeicherter Niederschlag fließt als Gesamtabfluss ab. Für versiegelte Flächen ergibt sich folgende Definition der Speicherfunktion $f(s)$:

$$f(s_i) = \begin{cases} 1, & s_i \geq et_{0,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma) \\ 0, & s_i = 0 \\ \frac{s_i}{et_{0,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma)}, & 0 < s_i < et_{0,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma) \end{cases} \quad \text{Gl. 19}$$

mit:

$et_{0,i}$ Grasreferenzverdunstung pro Tag,
 $f(\beta, \gamma)$ Korrekturfunktion für Hangneigung und -exposition,
 k_{LN} landnutzungsspezifischer Verdunstungsfaktor.

In der aktualisierten Version 2018 dienen rasterbasierte Versiegelungsgrade als räumliche Datenbasis für die anteilige Zuordnung der speziellen Simulationsmethodik für versiegelte Oberflächen zu einzelnen Rasterzellen. Auf dem Modellraster können viele Kombinationen aus individuellem Versiegelungsgrad sowie Landnutzungs- und Vegetationstypen entstehen. Auf den einzelnen Rasterzellen werden dann die mit der jeweiligen speziellen Simulationsmethodik einzeln berechneten Wasserhaushaltsgrößen mit Hilfe des individuellen Versiegelungsgrades zusammengesetzt. Der auf dem versiegelten Anteil gebildete Abfluss wird separat bilanziert und in der Abflussseparation weiterverarbeitet.

4.6. Wasserhaushaltssimulation auf freien Wasseroberflächen

Auf freien Wasseroberflächen steht immer ausreichend Wasser für die Verdunstung zur Verfügung. Die Speicherfunktion in Gleichung 2 ist für diese Flächen als $f(s) = 1$ definiert. Für die Korrekturfunktion der Hangneigung und -exposition $f(\beta,)$ wird ebenfalls der Wert 1 angenommen. Somit wird die Evaporation nur durch die atmosphärischen Bedingungen gesteuert. An Tagen, an denen die tatsächliche Verdunstung höher ist als der Niederschlag, wird Wasser in der Bilanz aus dem Reservoir der Fläche entnommen. Diese entnommene Wassermenge gilt ebenfalls als Modellinput und wird für die jeweiligen Rasterzellen nach Gleichung 20 bilanziert. Gesamtabfluss wird für freie Wasseroberflächen an Tagen berechnet, an denen die Niederschlagshöhe die tatsächliche Evaporationshöhe überschreitet (HERRMANN et al. 2013b).

$$q_{in,i} = \begin{cases} et_{a,i}, & p_i = 0 \\ et_{a,i} - p_i, & p_i < et_{a,i} \\ 0, & p_i > et_{a,i} \end{cases} \quad \text{Gl. 20}$$

mit:

$q_{in,i}$ zugeströmte Wassermenge
am simulierten Tag,

et_a tatsächliche Evapotranspirationshöhe,
 p_i Niederschlag.

4.7. Separation des Gesamtabflusses in die Abflusskomponenten

Für die wasserwirtschaftliche Praxis spielen vor allem die Komponenten des Gesamtabflusses – die Grundwasserneubildungshöhe q_r und die Direktabflusshöhe q_d – eine entscheidende Rolle. Als Grundwasserneubildung wird der Teil des Gesamtabflusses angesehen, der als infiltrierendes Sickerwasser dem Grundwasser zuströmt. Im langjährigen Mittel ist die Grundwasserneubildungshöhe mit der mehrjährigen mittleren grundwasserbürtigen Abflusshöhe (Basisabflusshöhe) gleichzusetzen. Die verbleibenden Anteile des Gesamtabflusses (Oberflächenabfluss, schneller und langsamer Zwischenabfluss sowie der Abfluss über Drainagen) werden als Direktabfluss subsummiert. Aufgrund des konzeptionellen Charakters des Modells werden die Abflussmengen bilanziert und die Abflusskomponenten als Summen für einzelne Monate ermittelt. Die genauen Abflusswege können hingegen nicht weiter differenziert betrachtet werden (HERRMANN et al. 2013b).

Das Separationsverfahren basiert auf einem von KUNKEL & WENDLAND (2002) verwendeten Ansatz. Die Abflusskomponenten werden auf Basis der von charakteristischen abflussrelevanten Standortbedingungen abhängigen Base-Flow-Indizes (BFI-Werte) bestimmt. Die BFI-Werte wurden durch Kalibrierung unter Berücksichtigung von beobachteten Abflusszeitreihen in einer Vielzahl von Einzugsgebieten im nordwestdeutschen Raum ermittelt (vgl. BOGENA et al. 2005, KUNKEL et al. 2006, WENDLAND et al. 2003). Die Abflusskomponenten können als relative Anteile am Gesamtabfluss angegeben werden. Die für die Separation verwendete Grundgleichung lautet:

$$q_t = BFI \cdot q_t + (1 - BFI) \cdot q_t = q_r + q_d \quad \text{Gl. 21}$$

mit:

q_t Gesamtabflusshöhe,

BFI Base-Flow-Index,

q_r Grundwasserneubildungshöhe,

q_d Direktabflusshöhe.

Bei der Bilanzierung im Modell sind die Standortbedingungen in den einzelnen Rasterzellen dafür entscheidend, ob diese Grundgleichung für die Berechnung der Abflusskomponenten verwendet werden muss oder ob eine direkte Berechnung möglich ist. Das hierarchische Verfahren zur Ermittlung der abflussrelevanten Standortbedingungen ist in Abbildung 4 dargestellt. Nur eine Standortbedingung wird als bestimmend für den Anteil der Grundwasserneubildung am Gesamtabfluss angesehen (HERRMANN et al. 2013b).

Auf vollständig versiegelten Oberflächen findet keine Grundwasserneubildung statt. Das nicht verdunstete Wasser wird dem Direktabfluss zugerechnet. Unter Flächen, die analog zur Methodik der Simulation des Gesamtabflusses aus versiegelten und unversiegelten Anteilen bestehen, wird auch Grundwasserneubildung berechnet.

Für unversiegelte Oberflächen wirkt als nächstes der Grundwasserflurabstand (s. Kapitel 5.5) für die Aufspaltung des Gesamtabflusses in die Komponenten entscheidend. Auf ebenen grundwassernahen Standorten findet kein relevanter Direktabfluss statt. Daher wird in mGROWA in der gesamten ungesättigten Zone die Wasserbewegung in vertikaler Richtung bilanziert. Das Sickerwasser aus den bilanzierten Modellschichten erreicht aufgrund des geringen Grundwasserflurabstandes direkt die Grundwasser Oberfläche und wird per Definition als Grundwasserneubildung bestimmt. Kapillar aufsteigendes Grundwasser kann auf diesen Standorten vor allem in den Sommermonaten

auch zu Grundwasserzehrung führen. Um dies zu berücksichtigen wird die sogenannte Netto-Grundwasserneubildungshöhe q_{rn} berechnet. Diese nimmt in den Monaten negative Werte an, in denen der kapillare Aufstieg überwiegt. Im Weiteren wird durch Bildung der Jahressummen bestimmt, ob im mehrjährigen Mittel im Wasserwirtschaftsjahr netto Grundwasserzehrung stattfindet. Wenn auf grundwassernahen Standorten Drainagen eine zusätzliche Entwässerung und Absenkung der natürlichen Grundwasserstände bewirken, wird eine Drainageabflusshöhe q_{drain} berechnet. Eine Drainage sorgt vor allem in den Wintermonaten zusätzlich zum bereits beschriebenen Mechanismus der Grundwasserzehrung für eine reduzierte Grundwasserneubildungshöhe.

Auf Standorten ohne Einfluss des Grundwassersystems sind die vorliegenden Gesteinsarten relevant für den Anteil der Grundwasserneubildungshöhe an der Gesamtabflusshöhe. Im Festgesteinsbereich gelten von der hydraulischen Durchlässigkeit der hydrogeologischen Einheiten abhängige BFI-Werte. Im Lockergesteinsbereich sind die BFI-Werte vom Einfluss bindiger Bodenschichten (Staunässehorizonte) abhängig, die die Grundwasserneubildung herabsetzen. Diese Staunässe kann durch Drainagen künstlich entwässert sein. In diesem Fall wird ebenso ein Drainageabfluss bilanziert. Ist für einen Standort keiner der genannten Einflussfaktoren bekannt, so wird das gesamte bilanzierte Sickerwasser als Grundwasserneubildung ausgegeben (HERRMANN et al. 2013b).

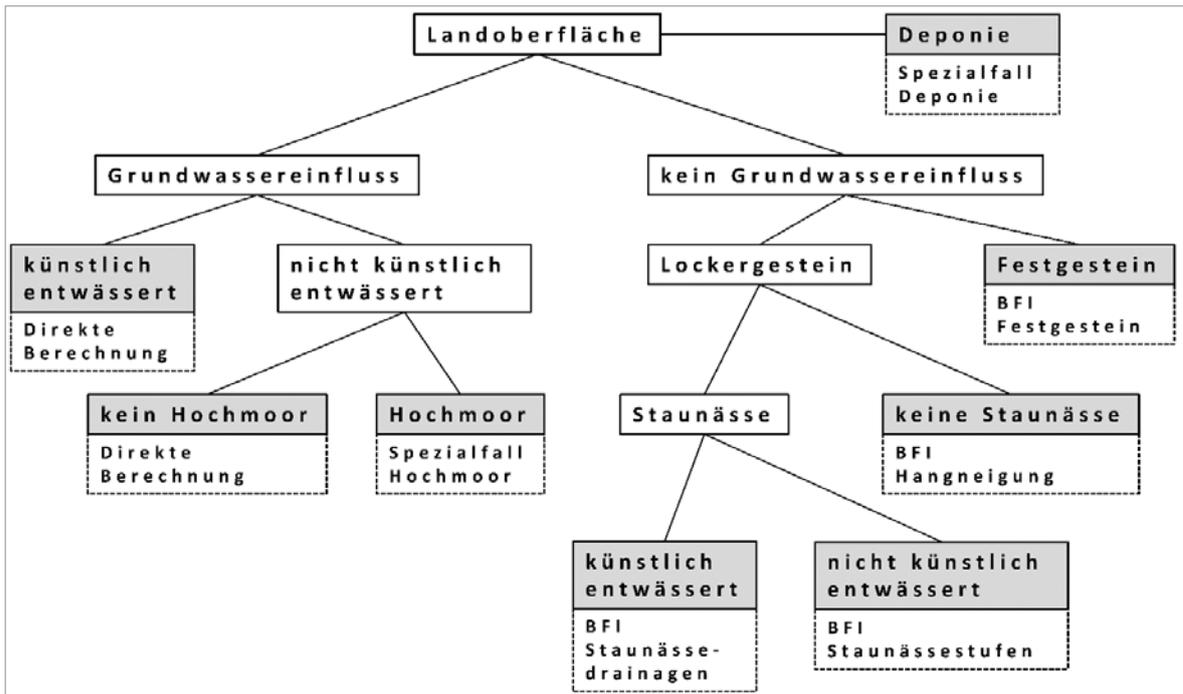


Abb. 4: Hierarchisches Modell zur Separation des Gesamtabflusses in die Abflusskomponenten (HERRMANN 2018).

5. Datengrundlagen und Modellinput

Für eine Simulation in mGROWA werden generell flächendeckende, vollständig verfügbare Datengrundlagen benötigt. Die für die Wasserhaushaltssimulation in Niedersachsen und Bremen verwendeten Eingangsdaten sind in Tabelle 6 aufgeführt.

Tab. 6: Datengrundlagen für die mGROWA-Simulation.

| Datengrundlage | Datenquelle für Niedersachsen und Bremen |
|--|--|
| Landnutzung – Landnutzungstypen | ATKIS-DLM 25 (LGLN 2015a) CORINE Land Cover (CLC2006, UBA 2009) |
| – Versiegelungsgrade | Copernicus Land Monitoring Service: High Resolution Layer Imperviousness (2012) 20 m |
| Digitales Geländemodell | DGM 25 (LGLN 2015b) |
| Bodenkarte und Auswertungen (MeMaS®) – Bodenprofile inkl. Horizontmächtigkeit und horizontspezifischer Parameter (Bodenart, Lagerungsdichte, Feldkapazität, nutzbare Feldkapazität, Substanzvolumen und Zersetzungsstufe für organische Horizonte) – Grundwasserflurabstand – Staunässestufen | Bodenübersichtskarte 1 : 50.000 (LBEG 1999/2014) |
| Karte der Dränflächen | TETZLAFF, KUHR & WENDLAND (2008) |
| Klimadaten (Stationswerte) – Niederschlag – Temperatur – Sonnenscheindauer/Globalstrahlung – Windgeschwindigkeit – Relative Luftfeuchtigkeit | DWD (2011a, b) |
| Hydrogeologische Gesteinseinheiten | Geologische Karte 1 : 50.000 (LBEG 2007) |
| Abflussdaten | Tägliche Abflussmessungen an den Pegeln des NLWKN |
| Einzugsgebietsgrenzen | Hydrographische Karte von Niedersachsen (NLWKN 2009) |

5.1. Landnutzung

Die räumliche Information des ATKIS®-Basis-DLM (LGLN 2015a, s. Abb. 5) bezüglich Landnutzungs- und Vegetationstypen wird in mGROWA für die Zuweisung der speziellen Simulationsmethodik (Speicherfunktion) sowie landnutzungsspezifischer Parameter an die Rasterzellen des Modellgebietes benötigt. Insgesamt wurden aus den Objektarten sowie den Oberflächen- bzw. Vegetationsmerkmalen 50 Kombinationen von Landnutzungs-ID gebildet, für die dem Modell jeweils Parameter zur Simulation der tatsächlichen Verdunstung vorgegeben werden (HERRMANN 2018).

In der aktualisierten Version mGROWA18 dienen rasterbasierte Versiegelungsgrade als Datenbasis für die anteilige Zuordnung der speziellen Simulationsmethodik für versiegelte Oberflächen zu einzelnen Rasterzellen. Dazu diente das vom COPERNICUS LAND MONITORING SERVICE 2012 bereitgestellte High Resolution Layer Imperviousness mit einer Rasterauflösung von 20 m. Für die bilanztreue Übertragung der in 20-m-Auflösung verfügbaren Versiegelungsgrade auf das 100-m-Raster des Modellgebietes wurde ein am FZ Jülich entwickeltes Programm verwendet (HERRMANN 2018). Abbildung 6 zeigt das aufbereitete Raster der Versiegelungsgrade in 100-m-Auflösung.

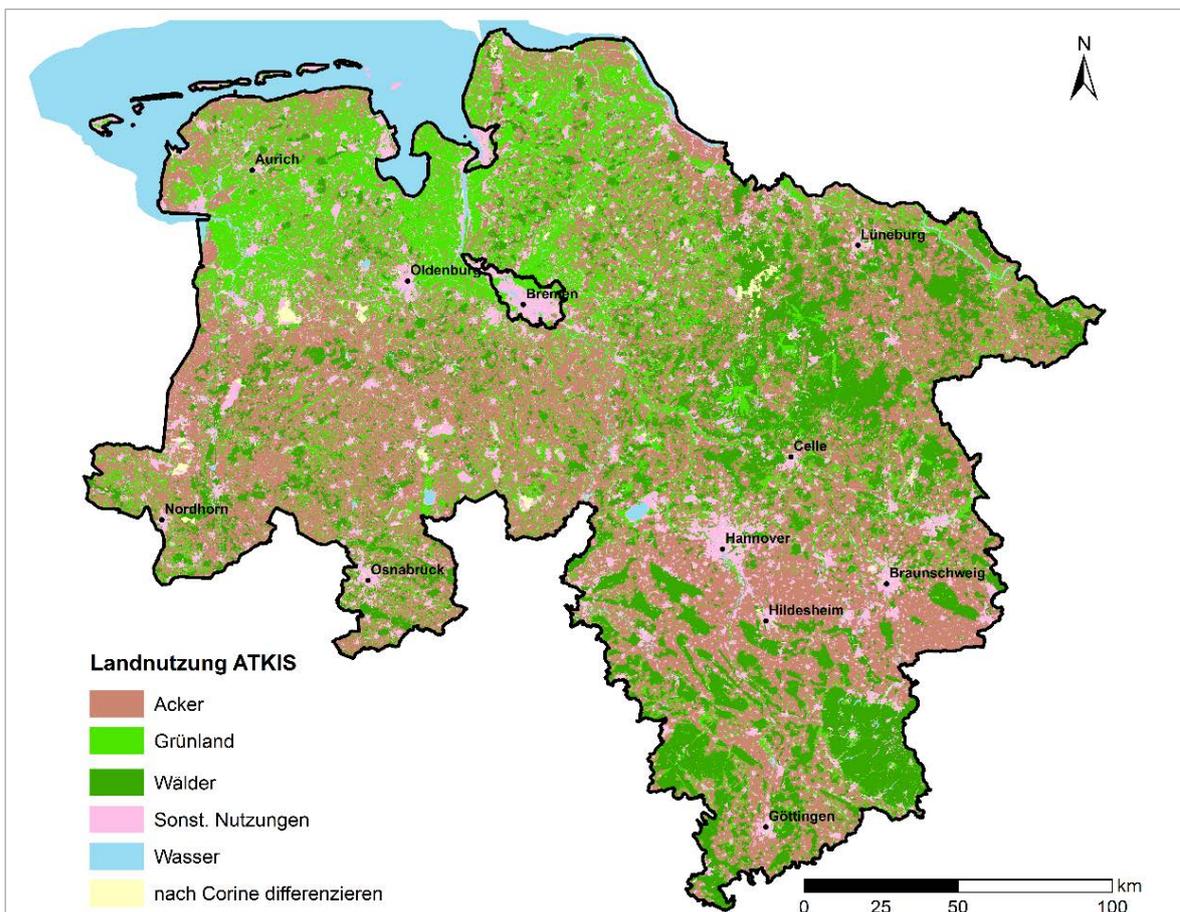


Abb. 5: Übersichtsdarstellung der Landnutzung in Niedersachsen und Bremen (nach ATKIS, LGLN 2015a).

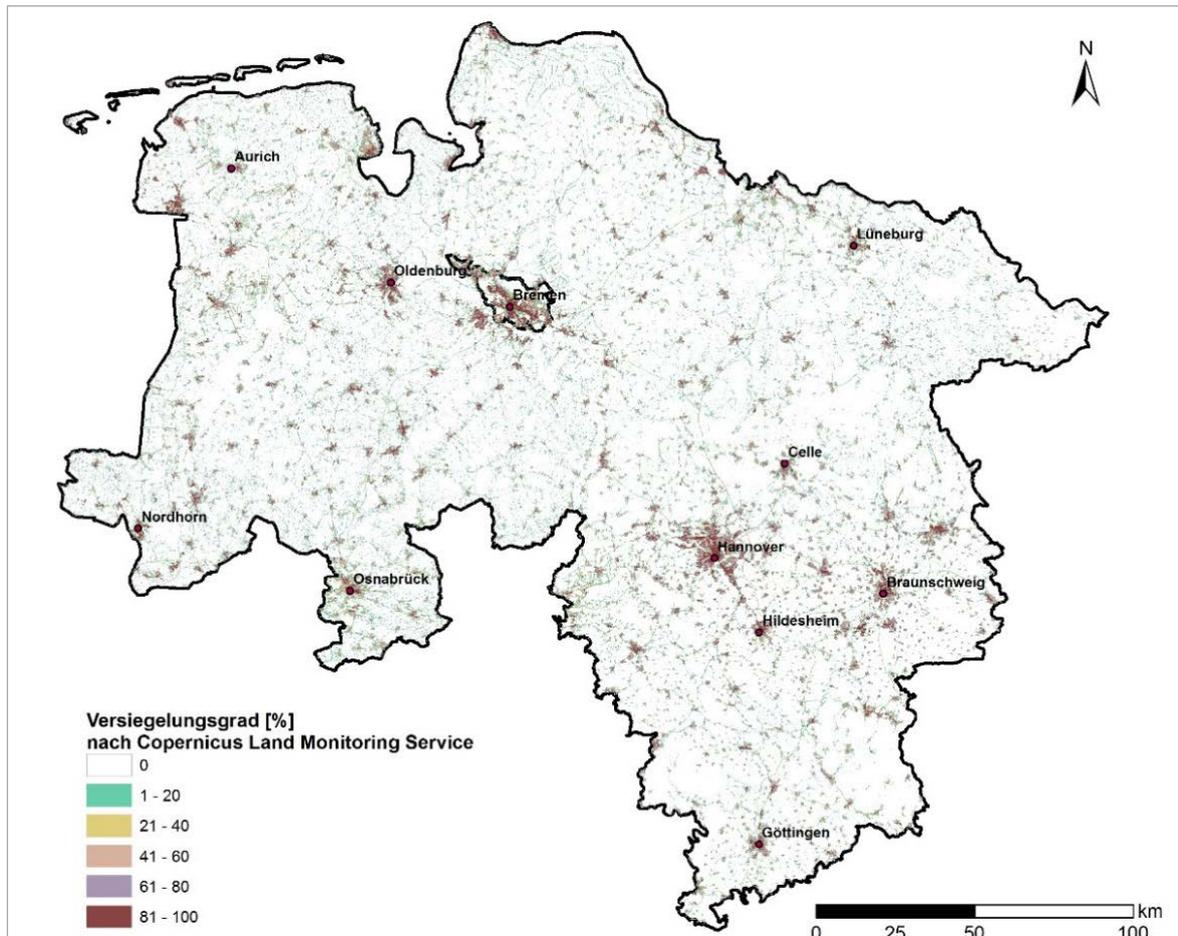


Abb. 6: Versiegelungsgrade in Niedersachsen und Bremen (Copernicus Land Monitoring Service: High Resolution Layer Imperviousness 2012, HERRMANN 2018).

5.2. Digitales Modell der Geländeoberfläche

Aus dem digitalen Modell der Geländeoberfläche (DGM) abgeleitete topographische Parameter kommen in mGROWA an zwei Stellen zum Einsatz.

Das DGM diente der GIS-gestützten Ableitung der Werte für die Hangneigung (in Grad) und Hangexposition gegenüber Nord (in Grad) in der ursprünglichen 25-m-Auflösung des DGM. Dabei wurden die in BURROUGH & MCDONELL

(1998) beschriebenen Standardtechniken eingesetzt. Aus der Information zur Geländeneigung und -exposition wurde mit Hilfe der Gleichung 3 der Topographiefaktor berechnet (Abb. 7). Bei der Berechnung der tatsächlichen Verdunstung erfolgt eine Korrektur der Referenzverdunstung mit Hilfe dieses Topographiefaktors (HERRMANN et al. 2013b).

Die Hangneigung (in Grad) wird darüber hinaus als Standorteigenschaft im Rahmen der Separation des Gesamtabflusses in Abflusskomponenten und Grundwasserneubildung verwendet (HERRMANN 2018).

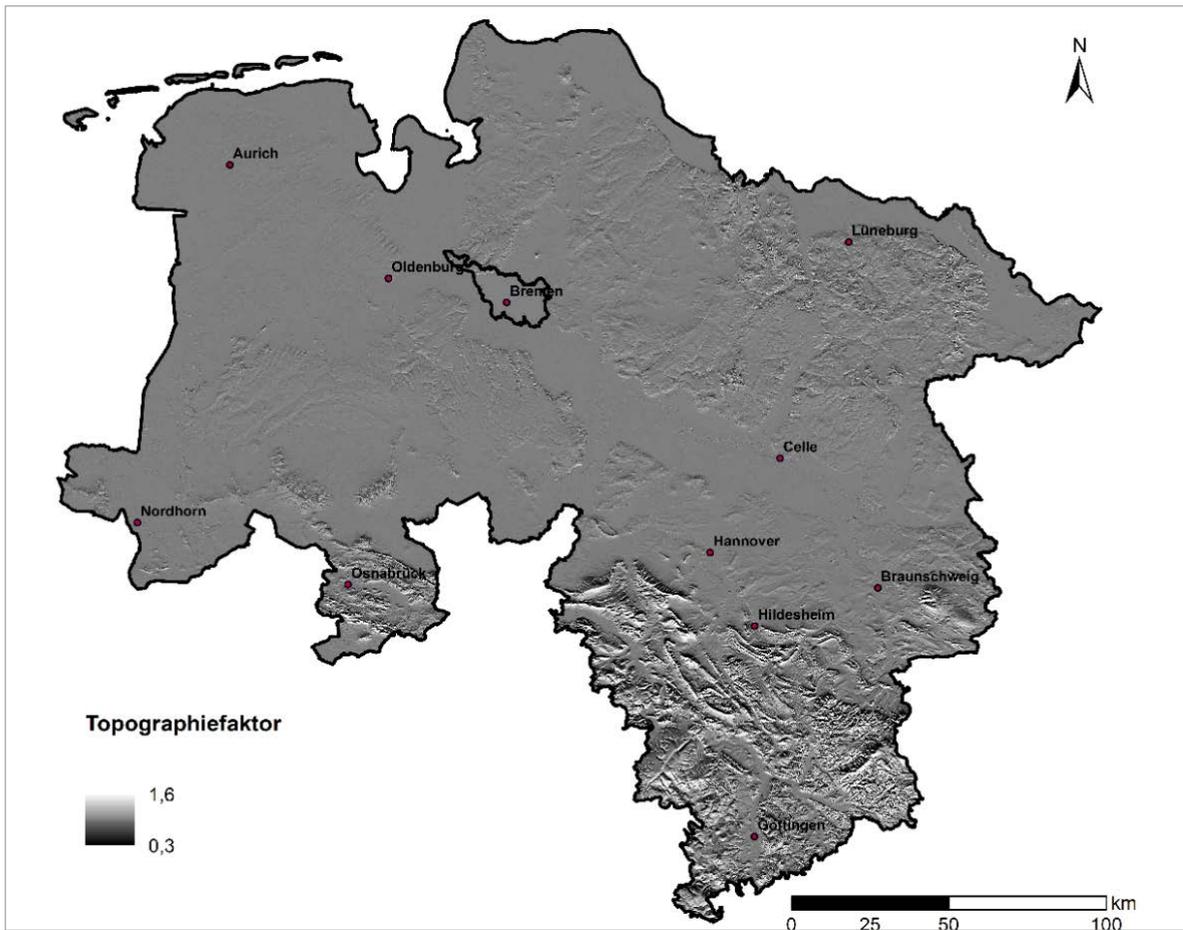


Abb. 7: Topographiefaktor zur Korrektur der Gras-Referenzverdunstung in Abhängigkeit von Exposition und Hangneigung.

5.3. Bodenkundliche Daten

Die Geometriedaten und hydropedologischen Parameter wurden aus den Informationen der Bodenübersichtskarte 1 : 50.000 (BÜK 50, LBEG 1999/2014) übernommen bzw. nach MÜLLER & WALDECK (2011) ermittelt. Die Größen zur Charakterisierung des Wasserspeichervermögens der Böden (d. h. Feldkapazität und nutzbare Feldkapazität) dienen als Grundlage für die Parametrisierung der Bodenprofile.

Die Verbreitung der Staunässestufen der Pseudogleye und pseudovergleyten Böden wurde für die Separation in die Abflusskomponenten auf Basis des Schemas in Abbildung 4 benötigt (HERRMANN et al. 2013b).

5.4. Gedränte landwirtschaftliche Flächen

Künstliche Entwässerung hat einen großen Einfluss auf den Bodenwasserhaushalt und damit auf die Abflussprozesse. Zur Beschreibung dieser Bodenwasserhaushaltskomponente erstellten TETZLAFF, KUHR & WENDLAND (2008) für Niedersachsen eine Karte der potenziell gedränten landwirtschaftlichen Nutzflächen (s. Abb. 8). Die in dieser Karte ausgewiesenen Flächen wurden

unter Verwendung der Informationen der Bodenübersichtskarte 1 : 50.000 in Grundwasser entwässernde und Staunässe entwässernde Drainagen gegliedert. Für die Tiefenlage der Drainagen wurden zunächst in der ersten mGROWA-Version flächendeckend 8 dm angenommen (mündliche Mitteilung von W. SCHÄFER, LBEG Hannover; HERRMANN et al. 2013b). Für den Raum der Küstenmarschen wurden die Drainagetiefen mit Hilfe der Informationen einiger Entwässerungsverbände in mGROWA18 variiert.

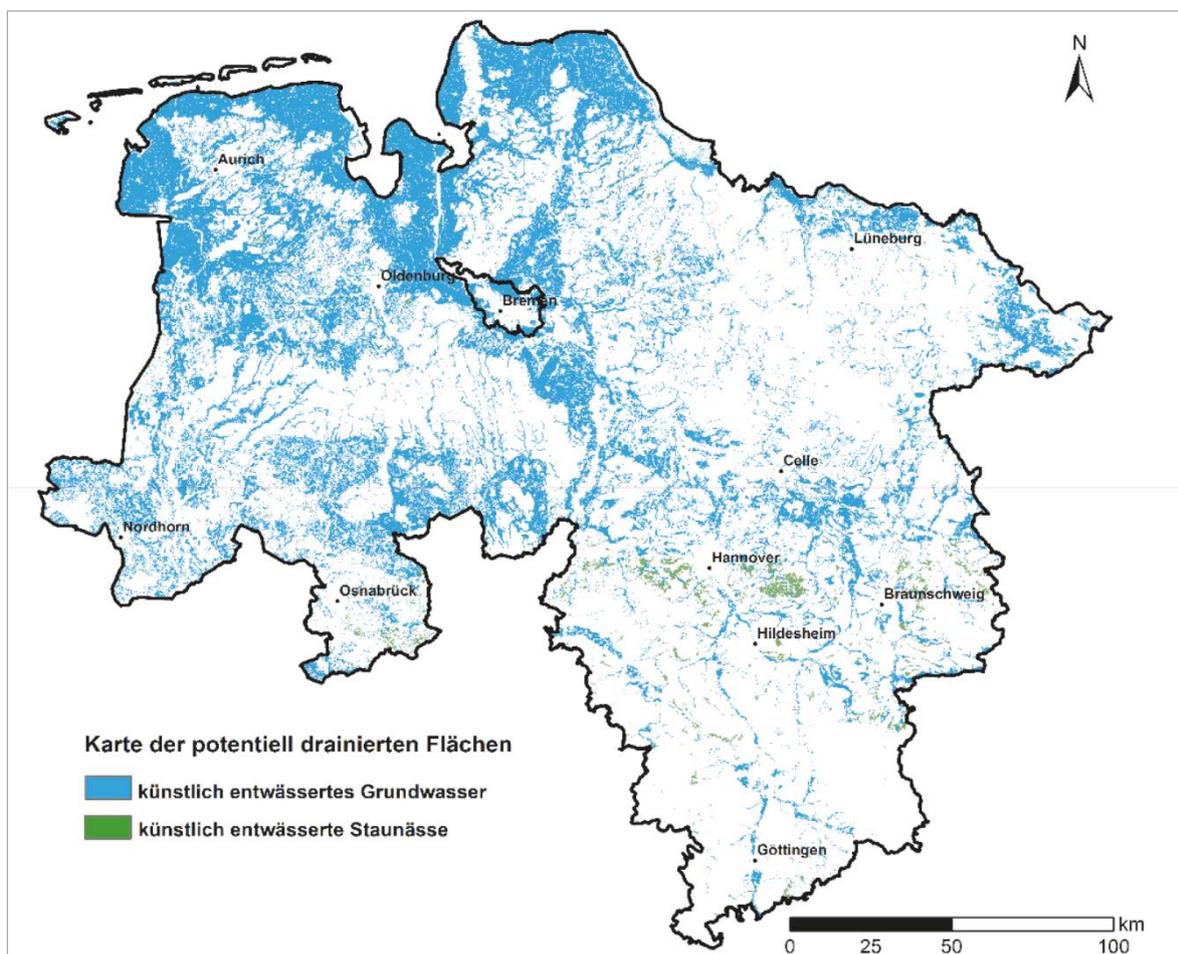


Abb. 8: Darstellung der potenziell gedränten landwirtschaftlichen Nutzflächen (nach TETZLAFF, KUHR & WENDLAND 2008).

5.5. Grundwasserflurabstand

Für die Simulation des kapillaren Aufstiegs sowie für die Berechnung der monatlichen Netto-Grundwasserneubildungshöhe wird der Grundwasserflurabstand als Randbedingung benötigt. In mGROWA18 wird der Flurabstand im Jahresgang berechnet und verwendet. Dabei wurden die mittleren Grundwasserhoch- und -niedrigstände (MHGW und MNGW) der BÜK 50 (LBEG 1999/2014; Abb. 9 und 10) entsprechend Geofakten 20 (GEHRT & RAISSI 2008) unter Berücksichtigung der Grundwasseramplitude verwendet. Der Jahresgang wird mittels des Schemas in Tabelle 7 (ENGEL, MÜLLER & SCHÄFER 2012) für jeden Monat berechnet. Durch dieses Vorgehen wird eine Überschätzung der kapillaren Aufstiegsmenge, wie sie bei Verwendung eines mittleren Grundwasserstandes als stationäre Randbedingung für die Sommermonate auftreten kann, verhindert.

Tab. 7: Interpolation des GW-Standes im Jahresgang am Beispiel von MHGW = 7 dm und MNGW = 16 dm (ENGEL, MÜLLER & SCHÄFER 2012).

| Monat | GW-Stand [dm] | Berechnung |
|-------|---------------|--|
| Jan | 7 | MHGW |
| Feb | 7 | MHGW |
| Mär | 7 | MHGW |
| Apr | 8,8 | $[(\text{MNGW}-\text{MHGW})/5]$ +Vormonat |
| Mai | 10,6 | $[(\text{MNGW}-\text{MHGW})/5]$ +Vormonat |
| Jun | 12,4 | $[(\text{MNGW}-\text{MHGW})/5]$ +Vormonat |
| Jul | 14,2 | $[(\text{MNGW}-\text{MHGW})/5]$ +Vormonat |
| Aug | 16 | MNGW |
| Sep | 16 | MNGW |
| Okt | 13,75 | $[(\text{MHGW}-\text{MNGW})/4]$ +Vormonat |
| Nov | 11,5 | $[(\text{MHGW}-\text{MNGW})/4]$ +Vormonat |
| Dez | 9,25 | $[(\text{MHGW}-\text{MNGW})/4]$ +Vormonat |

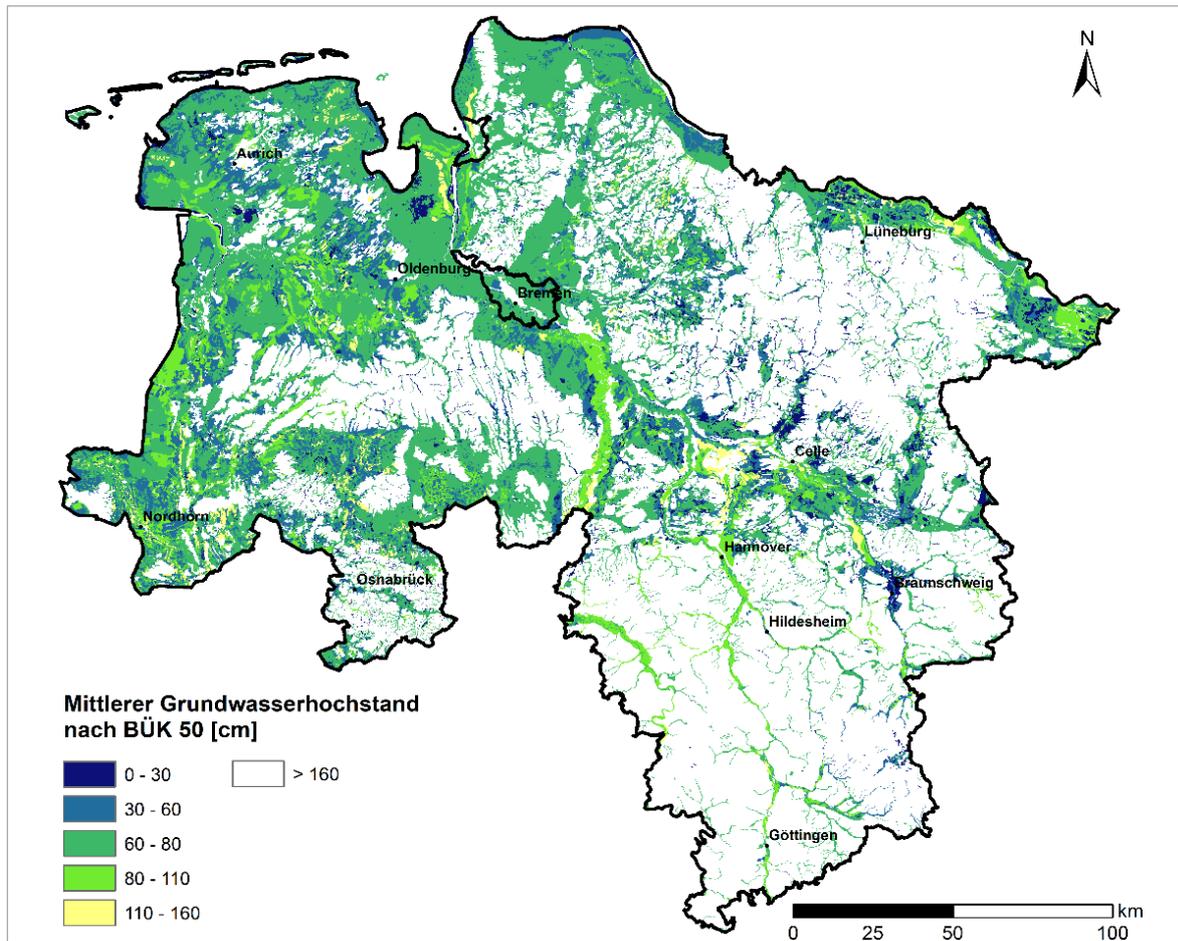


Abb. 9: Mittlerer Grundwasserhochstand (MHGW) nach BÜK 50.

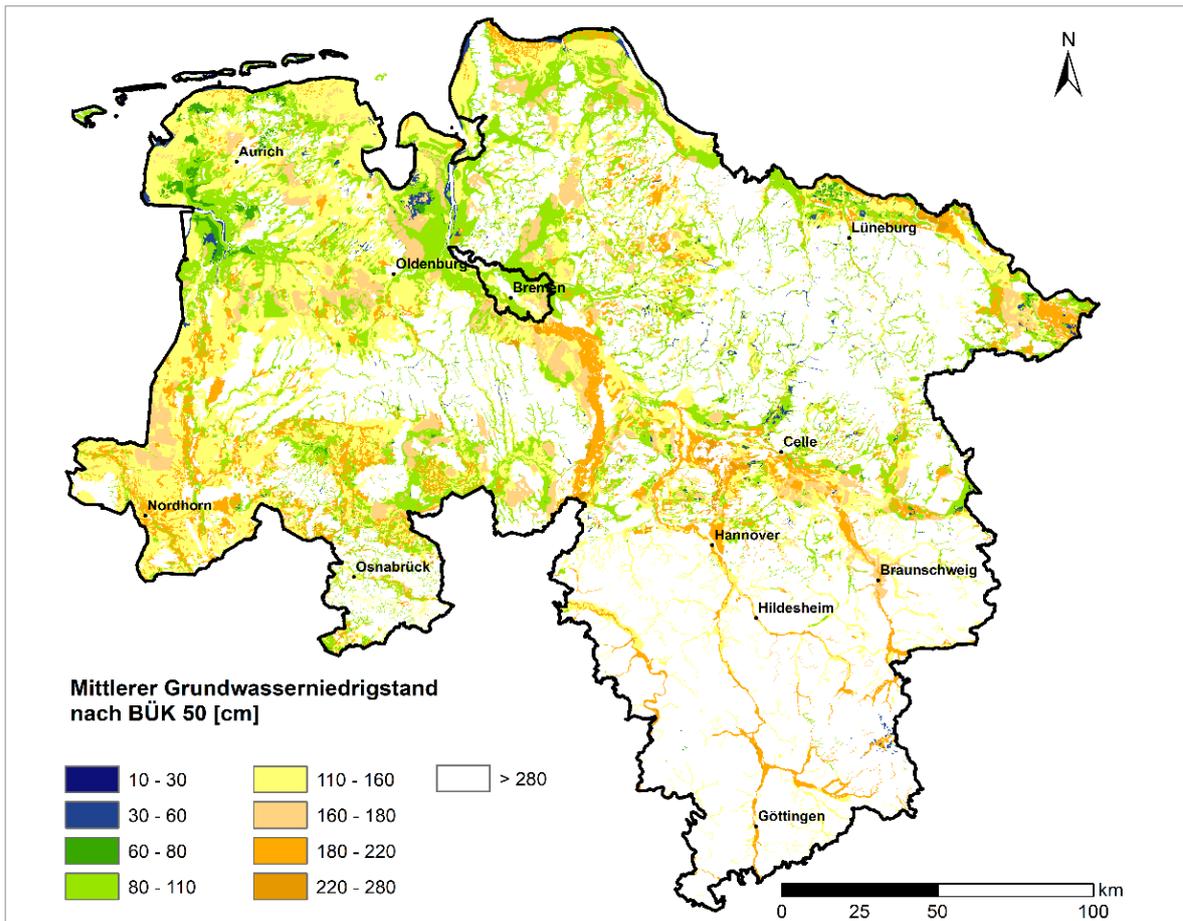


Abb. 10: Mittlerer Grundwasserniedrigstand (MNGW) nach BÜK 50.

5.6. Hydrogeologische Gesteinseinheiten im Festgestein

Die Grundwasserneubildung in Festgesteinsbereichen ist auf Grund der hydrogeologischen Eigenschaften des Gesteins im Allgemeinen geringer als in den Porengrundwasserleitern der Lockergesteine. Sie wird maßgeblich durch die Porosität und Permeabilität sowie durch das kennzeichnende strukturelle Inventar des Gesteins bestimmt. Daher wird die Grundwasserneubildung für Festgesteinsbereiche mit Hilfe von „Base Flow Indizes“ (BFI-Werten) reduziert (s. Kapitel 4.7).

Bereits 2006 ermittelten, kalibrierten und validierten KUNKEL et al. (2006) BFI-Werte für Einheiten der Hydrogeologischen Karte 1 : 200.000 (HÜK 200; BGR 2000). Für die Modellierung mit

mGROWA18 wurde für die Separation der Abflusskomponenten im Festgesteinsbereich auf Grund der höheren räumlichen Auflösung die Geologische Karte 1 : 50.000 (GK 50, LBEG 2007) als Datenbasis verwendet. Zudem gingen die Informationen der Geologischen Karte 1 : 25.000 und anderer hydrogeologischer Auswertungen mit in die Festlegung der BFI-Werte ein. Für Festgesteinseinheiten, die auch in der HÜK 200 vorkommen, wurden die BFI-Werte von KUNKEL et al. (2006) übernommen. Ein großer Teil der Festgesteinseinheiten wurde mit neuen BFI-Werten unter Berücksichtigung der regionalen Ausprägung der Gesteinsfazies und der strukturellen Besonderheiten parametrisiert (s. Abb. 11). Sehr kleine BFI-Werte werden zum Beispiel zur Charakterisierung von Tonsteinen und paläozoischen Schiefergesteinen angesetzt. Verkarstung von lösungsanfälligerem Gestein wie Kalkstein, Dolomit und Gips

führt zu Karst-Grundwasserleitern. Diese bilden komplexe Systeme mit hoher Heterogenität. Grundsätzlich werden für Karstgebiete die höchsten BFI-Werte angenommen, da intensive Verkarstung im Extremfall dazu führt, dass es regional keinen Oberflächenabfluss gibt, stattdessen der gesamte Abfluss im Karst-Grundwasserleiter stattfindet und in großen Karstquellen wieder zu Tage tritt. Die im südwestlichen Harzvorland gelegene Rhumequelle entwässert beispielsweise ein Karstgebiet (ELBRACHT, MEYER & REUTTER 2016).

Die tektonische Beanspruchung durch Spannungszustände im Gestein und auch die Gesteinsgenese führt zur Ausbildung des strukturellen Inventars wie Klüftung und Schieferung.

Die Dichte der Trennflächen, ihre Öffnungsweiten, Vernetzung und Versiegelung durch Mineralisationen oder Verschlammung bedingen dabei die Durchlässigkeit. Die Trennflächen im Gestein können Auflockerungszonen bilden, deren Mächtigkeit stark variieren. Im Harz beispielsweise sind Klüfte in den paläozoischen Sedimentgesteinen unabhängig von Stratigraphie und Lithologie vorhanden (HINZE 1971). Auch die Plutone des Harzes zeigen intensive Klüftung. Ebenso die Schieferung trägt mit dazu bei, dass „im Abstand von Zentimetern bis Dezimetern“ Ablösungsflächen auftreten (HINZE 1971: 116). An großen Störungen sind die Auflockerungszonen mächtiger und reichen auch tiefer. Diese Gegebenheiten wurden bei der neuen Zuordnung der BFI-Werte berücksichtigt.

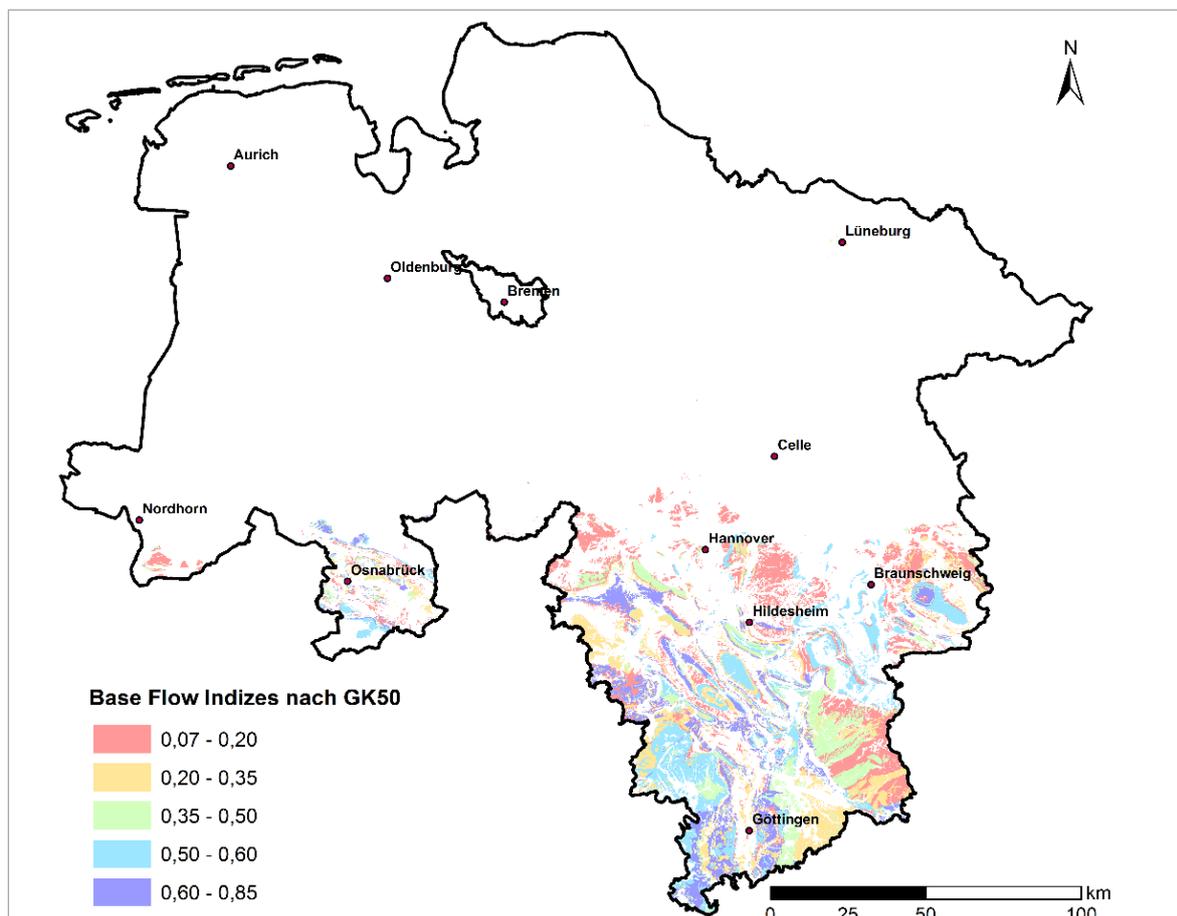


Abb. 11: BFI Festgestein nach GK 50.

5.7. Hangneigung

In den Bereichen der Mittelgebirge, in denen in den oberen zwei Metern kein Festgestein vorkommt, konnte kein BFI-Wert zugewiesen werden. Hier wurden gesteinsunabhängig BFI-Werte für Hangneigungsklassen definiert, um die Anteile des Oberflächenabflusses zu berücksichtigen, die durch nicht ebenes Gelände bedingt sind.

5.8. Klimatelemente

Die Klimadaten für den Zeitraum vom 01.11.1960 bis 31.10.2010 wurden dem FZ Jülich vom DWD im Jahr 2011 bereitgestellt. Die Messdaten von Klima- und Niederschlagsstationen lagen für 669 Stationen mit täglichen Werten der Niederschlagshöhe und des Niederschlagstyps vor.

Zu Niederschlägen zählen alle Formen von fallendem Regen, Schnee, Eis sowie jegliche sich absetzende Formen wie Tau. Der Niederschlag wird punktuell gemessen (Stationsniederschlag). Um den flächenhaften Gebietsniederschlag zu erhalten, der als Input für das Modell benötigt wird, müssen die Punktdaten regionalisiert werden. Für die aktuell veröffentlichte Version von mGROWA18 wurden die flächendeckenden Rasterdaten des Deutschen Wetterdienstes (© Deutscher Wetterdienst, DWD 2011a, b) verwendet. Diese Raster beruhen auf DWD-Stationsdaten und wurden beim DWD mit dem Verfahren von MÜLLER-WESTERMEIER (1995) in 1-km-Auflösung für die gesamte Bundesrepublik Deutschland horizontal flächendeckend interpoliert.

Für 122 Stationen existieren zusätzlich tägliche Angaben zu Sonnenscheindauer, Globalstrahlung, minimaler, maximaler und mittlerer Lufttemperatur sowie der täglich jeweils um 7:00,

14:00 und 21:00 Uhr beobachteten Lufttemperaturen, relativen Luftfeuchten, Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen. Die Berechnung der monatlichen potenziellen Evapotranspiration über Gras wurde vom DWD mit der von WENDLING (1995) angepassten „FAO Penman-Monteith-Beziehung“ durchgeführt. Die Interpolation zur Erstellung der Rasterdaten erfolgte beim DWD ebenfalls mit dem Verfahren von MÜLLER-WESTERMEIER (1995) in 1-km-Auflösung. Die Datenraster mit Monatssummen in 1-km-Auflösung wurden vom FZ Jülich 1:1, d. h. ohne weitere Interpolation, auf das 100-m-Modellraster von mGROWA übertragen. Die Berechnung von Tageswerten der potenziellen Evapotranspiration über Gras erfolgte am FZ Jülich mit dem in ATV-DVWK (2002) im Anhang C dokumentierten Berechnungsformeln, ebenfalls auf Basis der stationsbezogenen Messwerte aus dem Klimamessnetz des DWD (HERRMANN 2018).

6. Wasserhaushalt der verschiedenen hydrologischen Perioden

Von der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) werden die Normalperioden (Klimareferenzperioden) festgelegt. Danach ist die Periode 1961–1990 immer noch die allgemein gültige Klimareferenzperiode. Im Zuge der Betrachtungen zum bereits stattfindenden Klimawandel und der damit wachsenden Notwendigkeit von Vergleichsdaten wurden mit mGROWA18 zusätzlich auch die Perioden 1971–2000 und 1981–2010 berechnet. Abbildung 12 zeigt die Grundwasserneubildungsraten für die Periode 1961–1990.

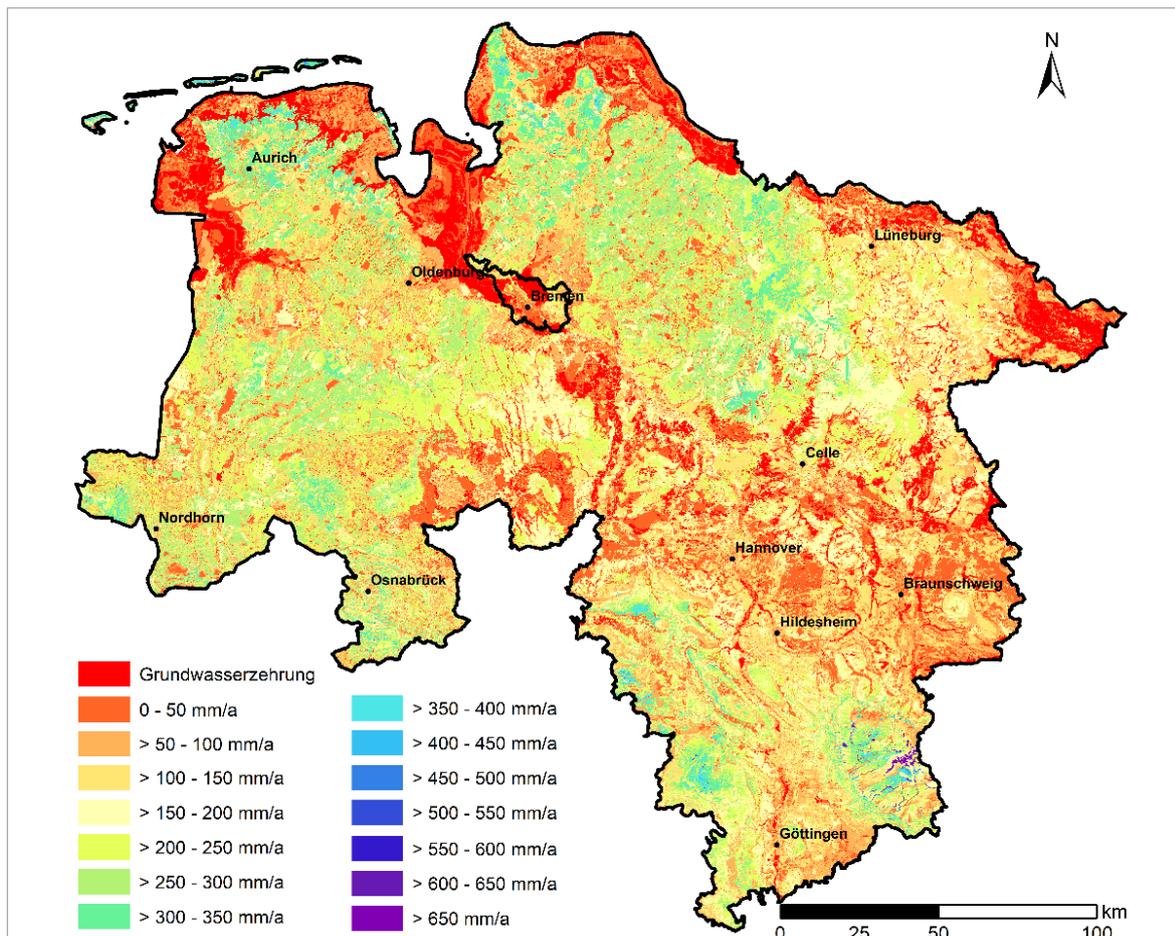


Abb. 12: Grundwasserneubildungsraten der Klimareferenzperiode 1961–1990.

Grundwasserferne Standorte im Tiefland zeigen mittlere jährliche Grundwasserneubildungsraten im Bereich zwischen etwa 100 und 300 mm/a, in Abhängigkeit von der Landnutzung. In den Mittelgebirgen wird die Grundwasserneubildung maßgeblich durch die Gesteinseigenschaften bestimmt. Die räumliche Verteilung ist dadurch sehr heterogen. Im Harz wurden Grundwasserneubildungsraten zwischen ca. 50 mm/a und über 600 mm/a ermittelt, im Weser-Leine-Bergland zwischen 50 und 400 mm/a.

Für Gebiete, in denen künstliche Entwässerungssysteme zur Beschleunigung des Abflusses installiert sind, spielt der zum Direktabfluss zählende Drainageabfluss eine bedeutende Rolle. In den Marschen werden um 200 bis etwa 300 mm/a als Drainageabfluss bilanziert, in den übrigen drainierten Gebieten 100 bis 150 mm/a.

Im hydrologischen Winterhalbjahr werden regional durch Drainagen die Grundwasserneubildungsraten unterschiedlich stark reduziert. In der Jahresbilanz zeigt sich, dass küstenferne, künstlich entwässerte Gebiete häufig Grundwasserzehrgebiete sind, da dort im Sommerhalbjahr mehr Grundwasser aus dem Aquifer durch kapillaren Aufstieg verdunstet, als ihm im Winterhalbjahr als Grundwasserneubildung zusickern kann. Lokal kann die Grundwasserzehrung 100 mm/a und mehr betragen.

In den Festgesteinsregionen im Südteil Niedersachsens sind künstliche Entwässerungssysteme weniger von Bedeutung. Stattdessen ist dort für die Gebietsentwässerung der natürliche Interflow bedeutsam. Diese im Modell als Direktabflusskomponente betrachtete Größe liegt im Weser-Leine-Bergland bei 200 bis 300 mm/a und im Harz bei mehr als 500 mm/a.

In Abbildung 13 sind die Grundwasserneubildungsraten für die Periode 1981–2010 darge-

stellt. Die Änderungen im Vergleich zum Zeitraum 1961–1990 werden im nächsten Kapitel diskutiert.

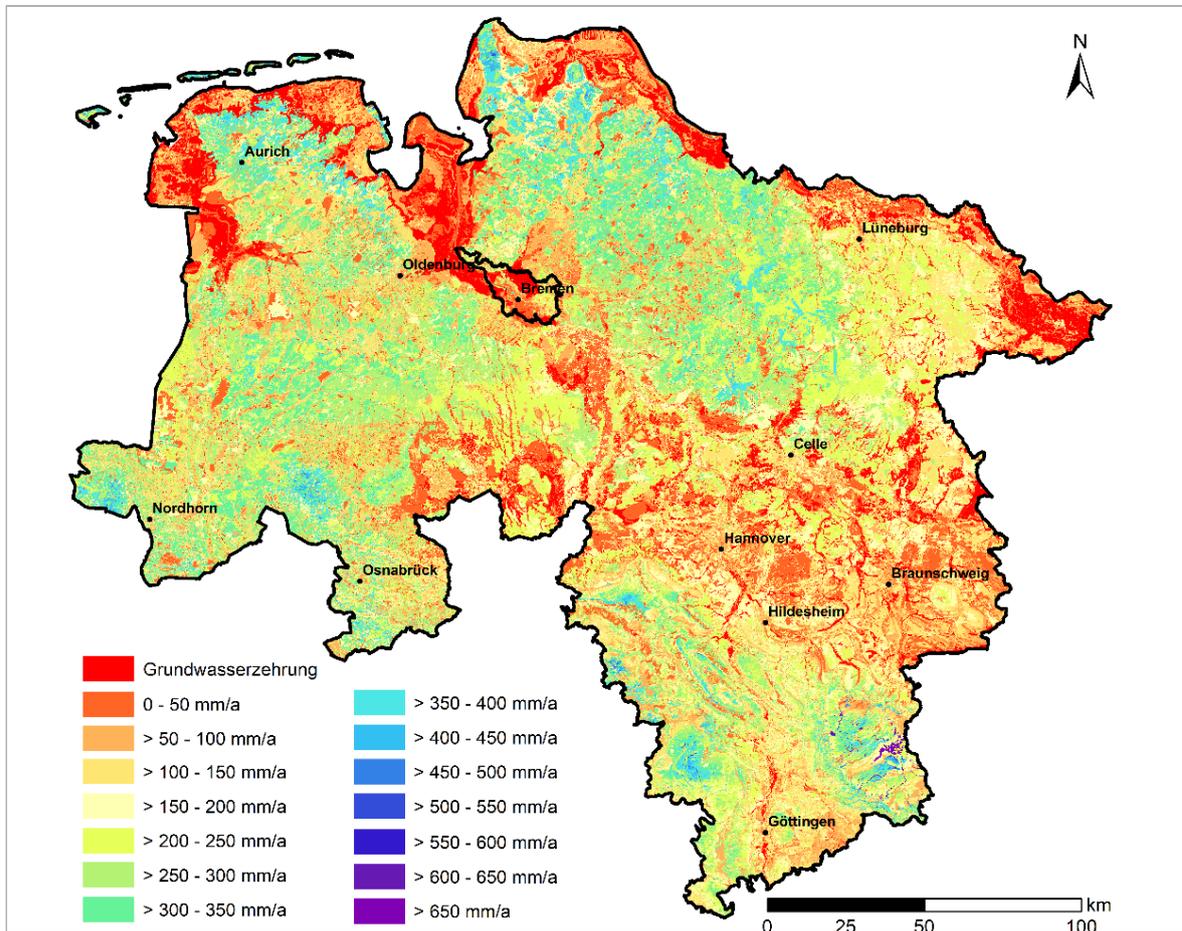


Abb. 13: Grundwasserneubildungsraten der Periode 1981–2010.

6.1. Vergleich der Perioden 1961–1990 und 1981–2010

Die Abbildungen 12 und 13 zeigen die mit der aktuellen mGROWA-Version simulierte langjährige mittlere Grundwasserneubildung der beiden Perioden 1961–1990 und 1981–2010. Die gesamte Simulation umfasst die 50 Jahre von 1961 bis 2010 und basiert auf Klimadaten aus den historischen täglichen Stationsbeobachtungen und daraus abgeleiteten Rasterdaten des Deutschen Wetterdienstes. In der Periode 1961–1990 fand im Mittel auf der Gesamtfläche von Niedersachsen eine mittlere jährliche Grundwasserneubildung von ca. 134 mm/a

statt. Für die Periode 1981–2010 resultiert über die Gesamtfläche eine höhere Grundwasserneubildung von ca. 156 mm/a. Aus der Differenzkarte (Abb. 14) wird jedoch deutlich, dass der Anstieg nicht gleichmäßig im gesamten Land stattgefunden hat und teilweise eine Abnahme der Grundwasserneubildung zu verzeichnen ist. Insbesondere die Grundwasserzehrgebiete, die Regionen mit geringem Flurabstand zum Grundwasser, in denen der kapillare Aufstieg aus dem Grundwasser im Sommerhalbjahr größer ist als die eigentliche Grundwasserneubildung im Winterhalbjahr, konnten nicht von den höheren Niederschlägen der Periode 1981–2010 profitieren.

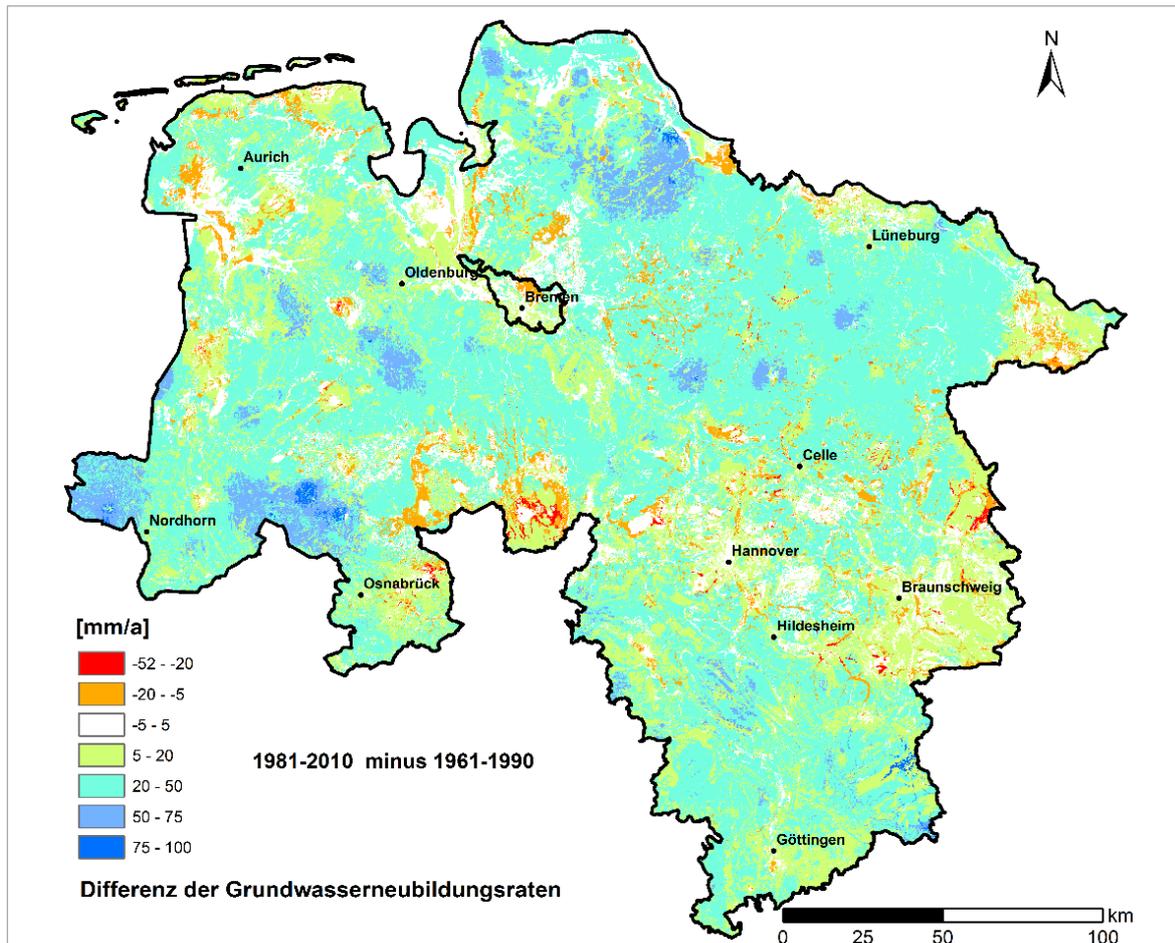


Abb. 14: Differenz der Grundwasserneubildungsraten der 30jährigen Perioden 1961–1990 und 1981–2010.

6.2. Innerjährliche Verteilung der Grundwasserneubildungshöhe

Die Darstellung der mehrjährigen mittleren monatlichen Grundwasserneubildungsrate (Abb. 15 und 16) zeigt die Gliederung des Wasserwirtschaftsjahres in zwei Phasen. Im Winterhalbjahr bildet sich der Großteil des Grundwassers neu. Das Maximum liegt in den Monaten Dezember und Januar. Zu dieser Zeit erreicht die Grundwasserneubildung im Norden und Westen des Norddeutschen Tieflandes auf nicht drainierten Flächen 40 bis 80 mm/Monat, im Osten und in den Aller- und Weserniederungen ca. 20 bis

60 mm/Monat. Im Harz und im südniedersächsischen Bergland wurden für die Monate Dezember und Januar je nach Aquifertyp bis ca. 80 mm/Monat Grundwasserneubildung ermittelt. Für die Monate November, Februar und März ergeben sich etwa 20 bis 40 % niedrigere Monatssummen der Grundwasserneubildungsrate als während des Maximums im Dezember und Januar. Im April senkt die beginnende Vegetationsperiode die Grundwasserneubildung, da die Verdunstung deutlich höher ausfällt. Ab Mai werden in den Sommermonaten landesweit verbreitet, außer im Harz, nur noch bis maximal 20 mm/Monat Grundwasserneubildung berechnet.

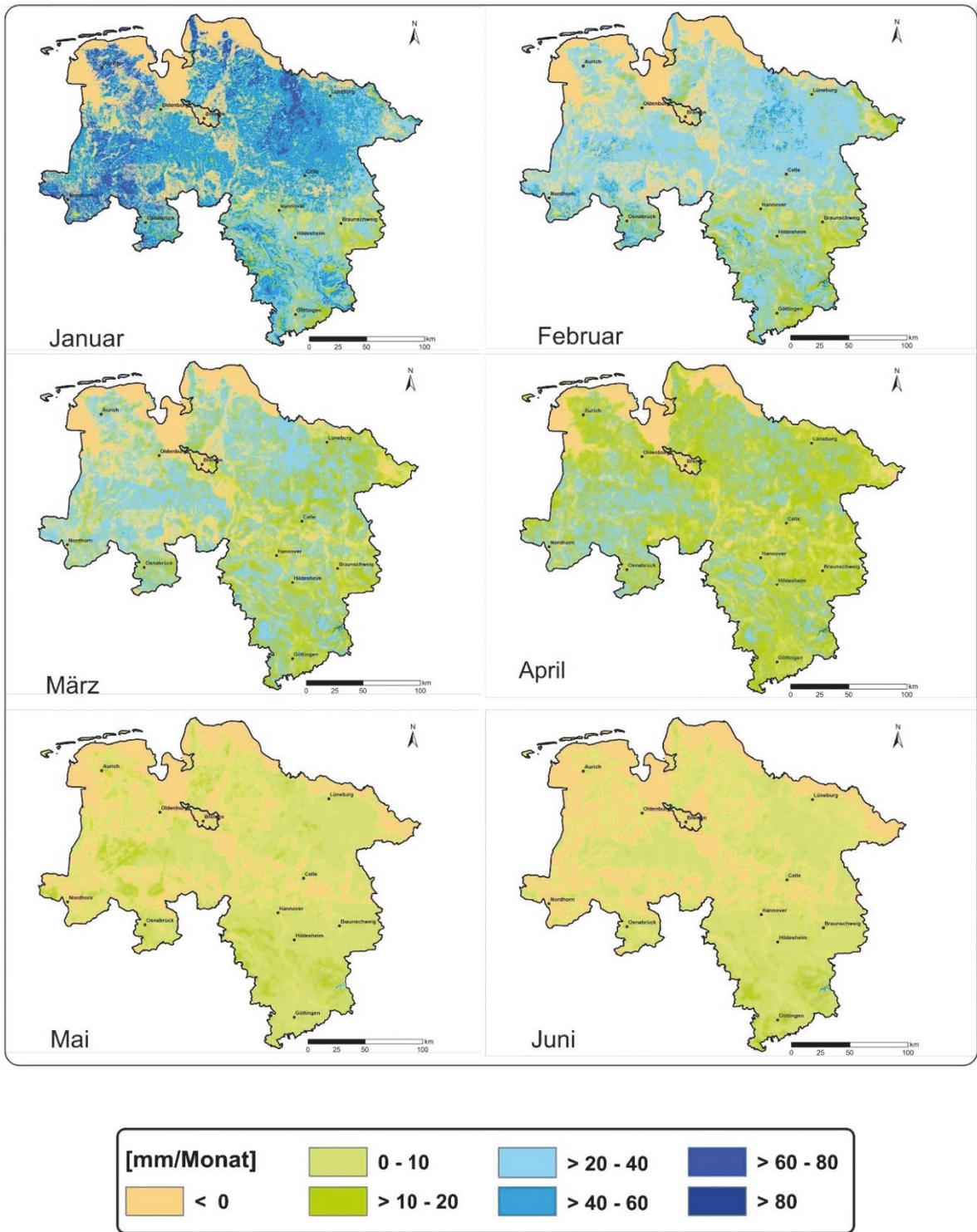


Abb. 15: Mittlere monatliche Grundwasserneubildungsrate 1961–1990 in den Monaten Januar bis Juni.

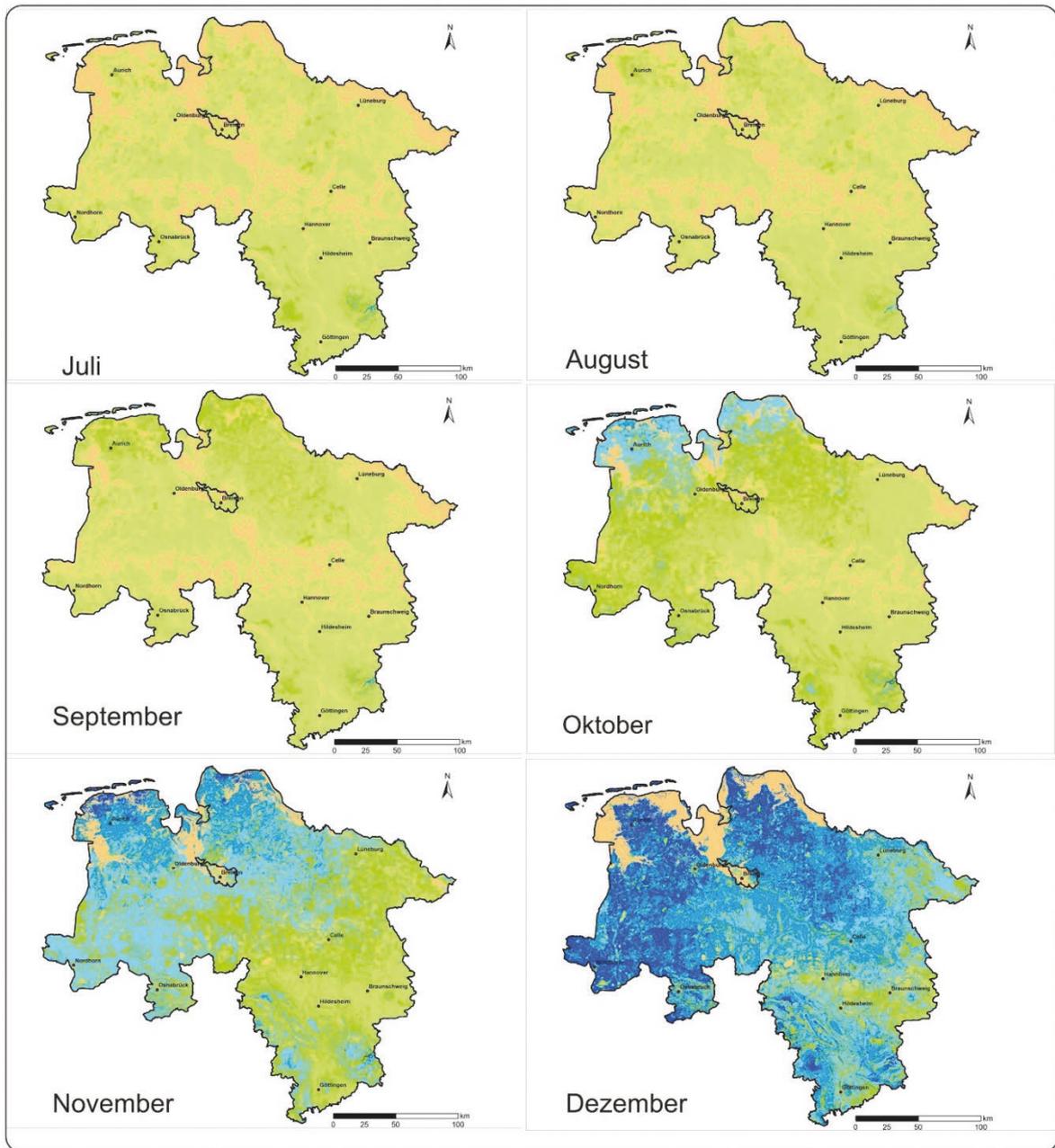


Abb. 16: Mittlere monatliche Grundwasserneubildungsrate 1961–1990 in den Monaten Juli bis Dezember.

6.3. Evaluierung der Wasserhaushaltssimulation

6.3.1. Einzugsgebiete und Vergleichsgrößen

Die Güte der simulierten Wasserhaushaltsgrößen Gesamtabfluss und Grundwasserneubildung kann durch Vergleiche mit gemessenen Abflusspenden in ausgewählten Flusseinzugsgebieten evaluiert werden. Für die Evaluierung von mGROWA18 wurden insgesamt 66 relativ lange, wenn möglich für 1971 bis 2000 lückenlos vorliegende Abflussganglinien aus relativ kleinen Einzugsgebieten selektiert. Diese liegen in der Größenordnung zwischen 15 und 350 km² an den Oberläufen der niedersächsischen Flusssysteme (Abb. 17). Es sollte in den Gebieten möglichst keine signifikante anthropogene Beeinflussung vorliegen.

Die Evaluierung erfolgte durch Gegenüberstellung der simulierten und der gemessenen mehrjährigen mittleren Gesamtabfluss- bzw. Grundwasserneubildungshöhen. Für die Bewertung des Gesamtabflusses wurden die beobachteten

mittleren Abflüsse (MQ-Werte) verwendet. Die Grundwasserneubildungshöhe kann bei Betrachtung längerer Zeiträume dem Basisabfluss gleichgesetzt werden. Der Anteil des Basisabflusses am MQ-Wert kann in Einzugsgebieten, in denen Lockergesteinsaquifere dominieren, mit Hilfe der Methode von WUNDT (1958) und in Einzugsgebieten, in denen Festgesteinsaquifere dominieren, mit Hilfe der Methode von DEMUTH (1993) abgeschätzt werden (vgl. BOGENA et al. 2005)

Das Demuth-Verfahren nutzt die sogenannte „Dauerkurve des Basisabflusses“ für die Bestimmung des mittleren Basisabflusses. DEMUTH (1993) unterschied die Dauerkurven in zwei Kurventypen, einen S-förmigen und einen parabolischen Kurventyp. Für den parabolischen Kurventyp zeigte sich das Demuth-Verfahren als nicht geeignet. Es wurde deshalb nicht für alle Ganglinien im Festgesteinsbereich angewendet. Dadurch verringerte sich die Anzahl der Einzugsgebiete für die Evaluation der simulierten Grundwasserneubildungshöhe auf insgesamt 59 Einzugsgebiete.

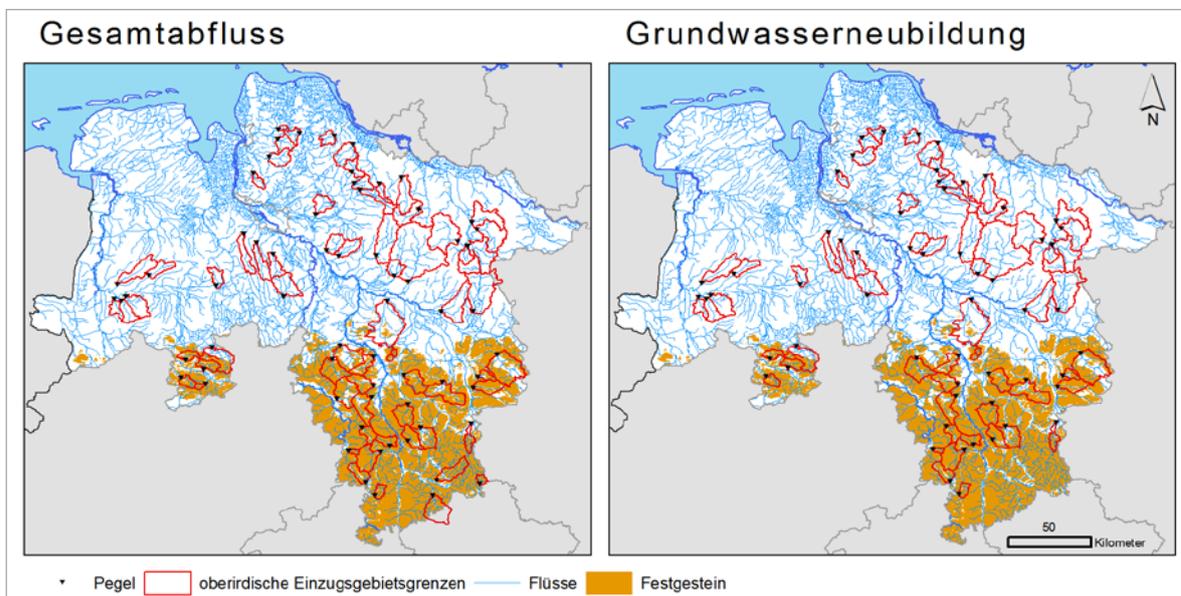


Abb. 17: Für die Evaluierung der Gesamtabflussrate (links) und der Grundwasserneubildungsrates (rechts) verwendete oberirdische Flusseinzugsgebiete (NLWKN).

Viele der beobachteten Abflussganglinien in Niedersachsen sind anthropogen beeinflusst. Solche Einflüsse sind beispielsweise Talsperren und Stauseen im Flusslauf, umfangreiche Entnahmen aus Grund- und Oberflächenwasser im Einzugsgebiet sowie der Transfer von Wassermengen über Einzugsgebietsgrenzen hinweg. Ebenso erschwert der unterschiedliche Verlauf von oberirdischen und unterirdischen Einzugsgebietsgrenzen eine Beurteilung der Wasserhaushaltsgrößen. Für die Evaluierung der Bilanzierung müssten alle durch menschliche Aktivitäten im Modellgebiet bewegten Wassermengen mit Entnahme- und Einleitpunkten bekannt sein und im Rahmen der Simulation berücksichtigt werden. So müssten zum Beispiel die aus dem Grundwasser entnommenen Mengen für die Feldberechnung sowie die Zeit der Berechnung genau bekannt sein. Derzeit existieren jedoch dementsprechende Daten noch nicht flächendeckend.

Die Einzugsgebiete der Pegel Klein Hesebeck und Oetzmühle in der Lüneburger Heide sind durch eine beträchtliche Beeinflussung des Abflussregimes durch intensive Grundwasserförderung für Bewässerungszwecke gekennzeichnet. Um die Wirkung dieser Prozesse auf die Evaluierungsergebnisse zu demonstrieren, wurden diese Pegel explizit in die Evaluierung einbezogen.

6.3.2. Objektive Kennzahlen für die Evaluierung

Für die objektive Evaluierung von Abflusssimulationen anhand von ermittelten Ganglinien empfehlen MORIASI et al. (2007) unter anderen die statistischen Kennzahlen Nash-Sutcliffe efficiency coefficient (NSE) und Percent bias (PBIAS). Der Nash-Sutcliffe-Modelleffizienzkoeffizient (NASH & SUTCLIFFE 1970) gibt an, wie gut Paare aus simulierten und beobachteten Werten die 1:1-Linie treffen. Der NSE wurde für hydrologische Modelle entwickelt. Er kann Werte zwischen $-\infty$ und 1,0 annehmen, wobei Werte zwischen 0 und 1,0 generell als akzeptabel angesehen werden. Sie zeigen an, dass die Simulation die Realität besser abbildet, als der Mittelwert der Beobachtungen. Bei Werten kleiner als 0 ist das Simulationsergebnis als nicht akzeptabel zu interpretieren. Der NSE wird üblicherweise für den objektiven Vergleich zweier Abflusszeitreihen verwendet. Der Grundgedanke des NSE, die Varianz der beobachteten

Abflüsse eines Einzugsgebietes mit der Residualvarianz der Simulationsergebnisse zu vergleichen, kann jedoch nicht nur auf Zeitreihen angewendet werden. Die mittleren gemessenen Abflussspenden einer Vielzahl von Einzugsgebieten können für einzelne Zeitabschnitte (Tage, Jahre oder auch hydrologische Perioden) den zugehörigen mittleren simulierten Abflussspenden gegenübergestellt werden. Da die beobachteten Abflussspenden aus Einzugsgebieten unterschiedlicher Größe stammen, muss die Berechnung des NSE flächengewichtet erfolgen:

$$NSE_c = 1 - \frac{\sum_{j=1}^m (A_{C,j} * (q_{obs,j} - q_{sim,j})^2)}{\sum_{j=1}^m (A_{C,j} * (q_{obs,j} - q_{obs,ACV})^2)} \quad \text{Gl. 22}$$

mit:

NSE_c Nash-Sutcliffe efficiency coefficient,
 q_{obs} gemessene Abflussspenden,
 q_{sim} zugehörige simulierte Werte,
 $q_{obs,ACV}$ Summe der Abflussspenden aus allen betrachteten Einzugsgebieten innerhalb der bewerteten Zeitspanne,
 A_C Fläche der einzelnen Einzugsgebiete.

In Gleichung 22 steht q_{obs} für die gemessenen Abflussspenden, q_{sim} für die zugehörigen simulierten Werte, $q_{obs,ACV}$ für die Summe der Abflussspenden aus allen betrachteten Einzugsgebieten innerhalb der bewerteten Zeitspanne und A_C für die jeweilige Fläche der Einzugsgebiete. NSE_c kann so als Effizienzmaß für die Bewertung der simulierten räumlichen Verteilung des mittleren Gesamtabflusses und der mittleren Grundwasserneubildung eines beliebigen Zeitabschnittes verwendet werden.

PBIAS drückt die Tendenz aus, mit einer simulierten eine gemessene Abflusszeitreihe zu über- bzw. unterschätzen (GUPTA, SOROOSHIAN & YAPO 1999). Dabei ist der optimale Wert 0, positive Werte indizieren eine Unterschätzung der Realität durch das Modell, negative Werte eine Überschätzung. Analog zum NSE erfolgte die Berechnung von PBIAS flächengewichtet (Gl. 23). Mit $PBIAS_c$ wurde so die Tendenz der mGROWA-Simulation bewertet, auf Grundlage der verwendeten Datenbasis und Parameter die in Niedersachsen beobachteten Abflussspenden innerhalb einer gewählten Zeitspanne zu über- bzw. unterschätzen (HERRMANN et al. 2013b).

$$PBIAS_c = \frac{\sum_{j=1}^m (A_{c,j} * (q_{obs,j} - q_{sim,j}) * 100)}{\sum_{j=1}^m (A_{c,j} * q_{obs,j})} \quad \text{Gl. 23}$$

mit:

$PBIAS_c$ Percent bias,
 q_{obs} gemessene Abflussspenden,
 q_{sim} zugehörige simulierte Werte,
 $q_{obs,ACV}$ Summe der Abflussspenden aus allen betrachteten Einzugsgebieten innerhalb der bewerteten Zeitspanne,
 A_c Fläche der einzelnen Einzugsgebiete.

6.3.3. Ergebnisse der Evaluierung

Abbildung 18 verdeutlicht die Ergebnisse der Evaluierung der mittleren jährlichen Gesamtabflussrate (links) und der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate (rechts). Der Gesamtabfluss wurde mit einer sehr guten Modelleffizienz von 0,72 abgebildet. Die Gesamtabflussrate wurde in den für die Evaluierung betrachteten Einzugsgebieten leicht unterschätzt ($PBIAS_c$ 3,7 %). Ein Großteil der Wertepaare liegen sehr nahe an der 1:1-Linie oder innerhalb der 20%-Abweichung (HERRMANN 2018).

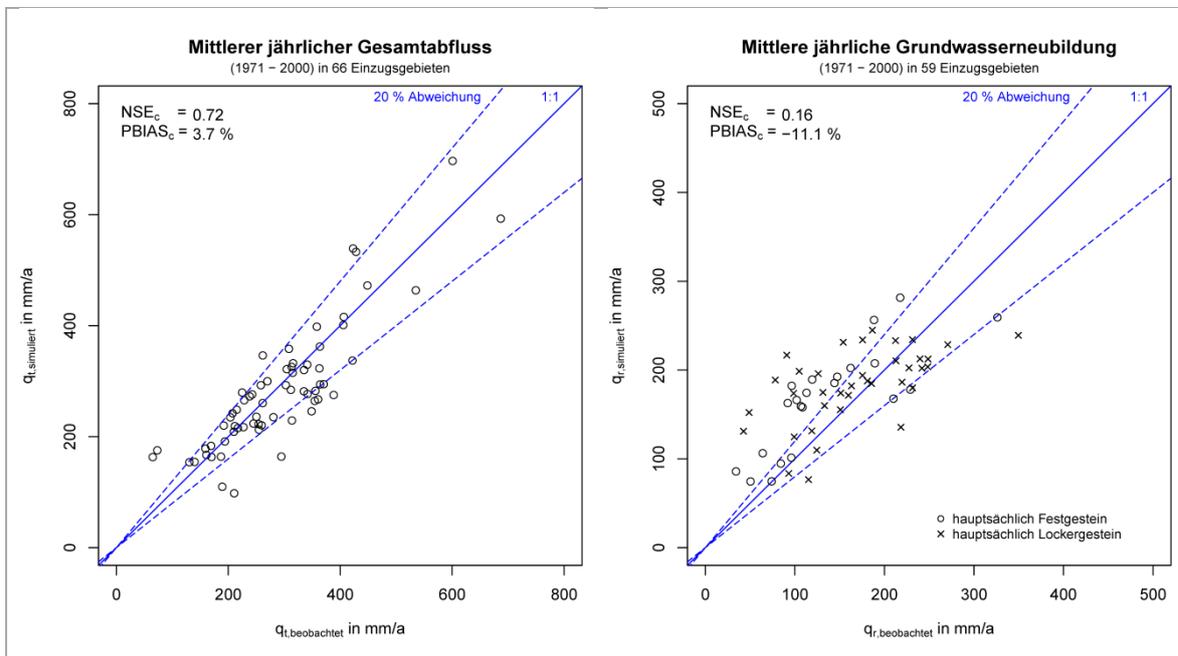


Abb. 18: Evaluierung der mittleren jährlichen Gesamtabflussrate und der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate für die Periode 1971–2000.

Für die Werte der Grundwasserneubildung zeigt sich mit einem NSE_c von 0,16 eine akzeptable Modelleffizienz. Einige Einzugsgebiete im Lockergesteinsbereich weisen größere simulierte Grundwasserneubildungsraten auf, als die aus den gemessenen Abflüssen mit den Verfahren von WUNDT (1958) abgeleiteten Grundwasserneubildungsraten. Dadurch zeichnet sich eine scheinbar landesweit vorliegende Tendenz zur Überschätzung der Grundwasserneubildung um ca. 11 % ab ($PBIAS_c$). Hierfür liegt die Erklä-

rung nahe, dass in den genannten Einzugsgebieten der beobachtete Basisabfluss aufgrund der Grundwasserentnahmen, z. B. zur Feldberegnung, deutlich reduziert ist. Ein beträchtlicher Teil neu gebildeten Grundwassers wird entnommen, bevor die entsprechenden Wassermengen realer Basisabfluss werden. Besondere Beachtung galt dazu den Einzugsgebieten der Pegel Klein Hesebeck und Oetzmühle in der Lüneburger Heide. Dort wurde die Gesamtabflussrate durch die Simulation um ca. 100 %

überschätzt. Durch die in diesen Einzugsgebieten intensiv betriebene Feldberegnung aus dem Grundwasser übertreffen die realen Evapotranspirationshöhen deutlich die simulierten, und das zusätzlich verdunstete Wasser gelangt nicht in die Gewässer (HERRMANN et al. 2013b).

Die lückenhafte Datenbasis über die Entnahmemengen verhinderte bisher eine landesweite Analyse und Quantifizierung dieser Prozesse. Die Ergebnisse verdeutlichen die Notwendigkeit einer expliziten landesweiten Erfassung anthropogener Einflüsse auf den natürlichen Wasserhaushalt, wie z. B. Grundwasserentnahmemengen. Nur so können sie als Bilanzgröße bei der Simulation bzw. Prognose des Landschaftswasserhaushaltes berücksichtigt werden (HERRMANN et al. 2013b).

In mGROWA18 ergibt sich durch die Verwendung der GK 50 und daran neu festgelegter BFI-Werte nun auch eine Tendenz zur Überschätzung der Grundwasserneubildung im Festgesteinsbereich im Vergleich zu den mit der Methode von DEMUTH (1993) gewonnenen Vergleichswerten. Da Werte aus der wasserwirtschaftlichen Praxis jedoch häufig nicht auf Überschätzung im Modell hinweisen, wurde auf eine weitere Reduzierung der Grundwasserneubildungsraten verzichtet. Dabei bleibt auch zu beachten, dass die Methoden zur Abschätzung des Basisabflusses aus Ganglinien selbst kritisch zu sehen ist (s. Kap. 8, Diskussion).

6.3.4. Evaluierung anhand Bodendauerbeobachtungsflächen

ENGEL, MÜLLER & SCHÄFER (2012) haben das in mGROWA implementierte Bodenwasserhaushaltsmodell BOWAB anhand von Feld- und Lysimetermessungen validiert. Im Rahmen dieser Untersuchungen wurden die auf 14 Referenzflächen (s. Abb. 19) in Niedersachsen gravimetrisch bestimmten Bodenwassergehalte den mit BOWAB simulierten Wassergehalten gegenübergestellt. Sowohl die Bestimmtheitsmaße ($R^2 > 0,8$) als auch die Fehlerstatistiken RMSE (Root Mean Square Error) mit Werten kleiner 3,3 Vol.-% zeigen eine gute Übereinstimmung von Modell und Realität an. Außerdem wurden gemessene Sickerwassermengen von sechs wägbaren Lysimetern aus dem Bodendauerbeobachtungsprogramm des LBEG mit den zugehörigen Simulationsergebnissen über drei Sickerwasserperioden hinweg miteinander verglichen. Die Differenz zwischen gemessenen und simulierten Sickerwassermengen lag mit < 30 mm im Bereich der natürlichen Schwankungen, wie sie auch beim Vergleich zwischen zwei Lysimetern an ein und demselben Standort zu beobachten sind (für Details s. ENGEL, MÜLLER & SCHÄFER 2012).

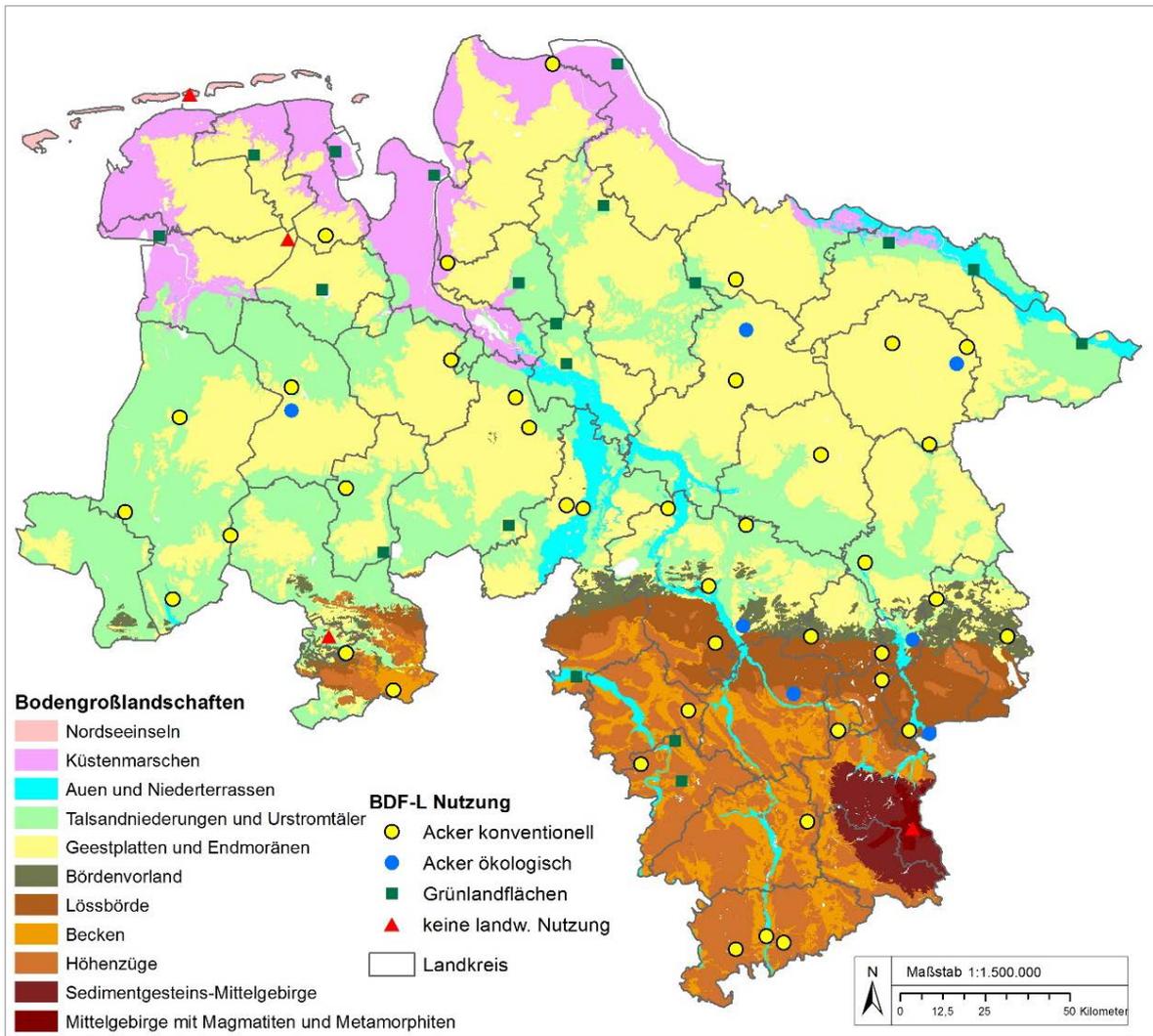


Abb. 19: Lage der Bodendauerbeobachtungsflächen in den Bodengroßlandschaften Niedersachsens (verändert nach HÖPER & MEESENBURG 2012).

7. mGROWA18 – Unterschiede zu vorhergehenden Modellen

Die bisher in Niedersachsen verwendeten Grundwasserneubildungsmodelle berechneten für den Wasserhaushalt einen 30jährigen Mittelwert (DÖRHÖFER & JOSOPAIT 1980, LEMKE & ELBRACHT 2008). Die Berechnung des Wasserhaushalts auf monatlicher Basis in mGROWA ist die bedeutendste und aufwendigste Neuerung dieses Modells. Die eingehenden Datenmengen und die Komplexität der Berechnung

sind wesentlich größer als bei allen vorgehenden Modellen, die für die Landesfläche von Niedersachsen bisher verwendet wurden. mGROWA18 wurde nach Stand der Wissenschaft und Machbarkeit auf Landesebene neu erarbeitet.

7.1. Klimadaten

Für mGROWA (2013; HERRMANN et al. 2013a, b) wurde am FZ Jülich aus den beobachteten Klimadaten für 97 Stationen die tägliche Gras-Referenzverdunstungshöhe mit Hilfe der Penman-Monteith-Gleichung berechnet und anschließend für die Landesfläche regionalisiert

(Berechnungsverfahren aus ATV-DVWK 2002, KUNKEL et al. 2012). Die Niederschlagswerte wurden ebenfalls vom FZ Jülich regionalisiert (KUNKEL et al. 2012). Diese Werte umfassten den Zeitraum 1961 bis 2005. Die Regionalisierung erfolgte mit einer für die Auswertung von Klimaszenariodaten entwickelten Anwendung CLINT (KUNKEL et al. 2012).

In die Berechnung von mGROWA18 gingen die regionalisierten Klimadaten des DWD ein, um für den Zeitraum 1961 bis 2010 Daten bereitzustellen zu können.

Durch die Verwendung der verschiedenen regionalisierten Klimadaten ergeben sich auch Änderungen bei den Werten der Grundwasserneubildungsraten. Vergleichsrechnungen mit beiden Regionalisierungen in mGROWA18 bei sonst

identischem Setting haben großflächig Änderungen von ca. 20 mm/a gezeigt. Bereichsweise ergeben sich erheblichere Abweichungen von 50–100 mm/a. Extreme Abweichungen größer 100 mm/a treten an wenigen Stellen auf. Die Karte in Abbildung 20 verdeutlicht die Datenlage. Dabei ist die Differenz der Grundwasserneubildungsraten, berechnet mit Klimadaten der CLINT-Regionalisierung, abzüglich der Berechnung mit den vom DWD regionalisierten Grundwasserneubildungsraten dargestellt. Die Differenzenwerte im positiven Bereich bedeuten also, dass die Grundwasserneubildungsraten, berechnet mit den vom DWD regionalisierten Klimadaten, geringer sind. In diesen Bereichen sind in mGROWA18 allein durch den Klimadatensatz die Werte geringer als in der ersten mGROWA-Version.

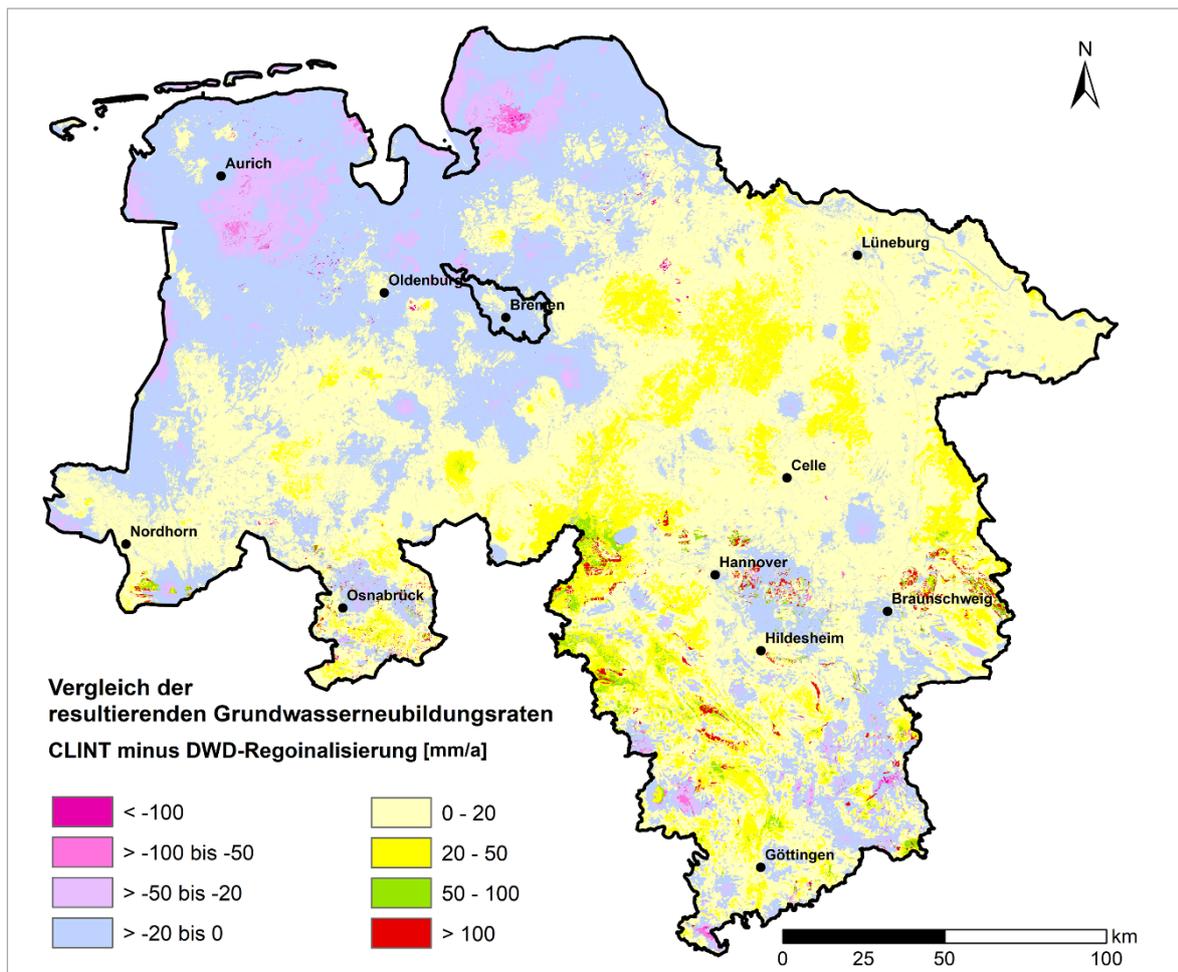


Abb. 20: Differenz der Grundwasserneubildungsraten (Berechnung mit CLINT-Regionalisierung abzüglich Berechnung mit DWD-Regionalisierung).

7.2. Änderungen bezüglich der Landnutzung

7.2.1. Hochmoorstandorte

Hochmoore zeigen ganz eigene spezielle hydrologische Eigenschaften (BLANKENBURG 1996, SCHOUWENAARS 1993). Die Torfmooschicht eines intakten Hochmoors enthält viele große Porenräume und kann enorme Mengen Wasser speichern. Der kapillare Aufstieg in den Makroporen ist sehr begrenzt. Das Sphagnum-Moos ist allein auf Wasserzufuhr durch kapillaren Aufstieg angewiesen, im Gegensatz zu Pflanzen, die über Wurzeln Wasser aufnehmen (SCHOUWENAARS 1993).

Degradierete, drainierte, ehemals in Abbau befindliche, aufgeforstete oder ackerbaulich genutzte Hochmoorflächen haben andere Eigenschaften. Trockenlegung führt zu teils irreversiblen Änderungen der hydrologischen Eigenschaften. Auch Wiedervernässung kann die ursprüngliche Funktion eines Moores bzw. Hochmoores kaum wiederherstellen (SCHOUWENAARS 1993). Stoffflüsse dieser Flächen sind schwer kalkulierbar und wurden in makroskaligen Modellen bisher nicht explizit beachtet (SCHOUWENAARS, BLANKENBURG & STERK 1992).

Für Hochmoorflächen mit der Nutzungsart „Naturschutz“ sind in der ersten mGROWA-Version vergleichsweise hohe Grundwasserneubildungsraten von ca. 200–300 mm/a berechnet worden. Eine neue Parametrisierung führt im aktuellen mGROWA18 zu geringeren Werten.

7.2.2. Torfabbau

Die erste veröffentlichte Version von mGROWA zeigte Bereiche mit extrem hohen Neubildungsraten größer 500 mm/a vor allem in Niederungsgebieten. Diese Flächen lagen in den ATKIS-Daten als „Tagebau, Grube, Steinbruch“ attribuiert vor. Einen großen Anteil dieser Flächen bilden die Torfabbaugebiete. Diese Flächen stellen einen schwer kalkulierbaren Sonderfall dar, da der Wasserhaushalt stark vom aktuellen Abbaugeschehen bzw. der Wiedervernässung beeinflusst wird. Je nach Abbaustatus und anschließendem Vernässungsgrad ergeben sich daher voneinander stark abweichende Grundwasserneubildungsraten (SCHOUWENAARS 1993). Das für den Abbau trockengelegte Moor erfährt starke Sackung und wird noch weniger

wasserdurchlässig. Das Torfmoos stirbt ab, und die Wasserspeicherkapazität verringert sich stark. Die Resttorfmächtigkeit und die Höhe des Wasserspiegels bestimmen, wieviel Wasser hindurchsickern kann (SCHOUWENAARS 1993). Aktueller Torfabbau wurde daher in mGROWA18 aus der Landnutzungs-kategorie „vegetationslose Fläche“ separiert und mit speziellen Parametern berücksichtigt.

Die Folgenutzung nach der Abbau-Nutzung bedingt wiederum andere Grundwasserneubildungsraten. SCHOUWENAARS, BLANKENBURG & STERK (1992) führten umfangreiche Messungen auf verschiedenen Flächen mit vormaliger Torfnutzung durch. Das in den Niederlanden speziell für Hochmoorstandorte entwickelte Simulationsmodell SWAMP (Simulation Water Management in Peatlands; SCHOUWENAARS 1988) zeigte mit diesen Messwerten zum Beispiel 64 mm/a (1983) bis 116 mm/a (1985) für eine Teilfläche des Lichtenmoors mit mittlerer Anstauhöhe. BLANKENBURG (1996) gibt für wiedervernässte Hochmoore 93 mm/a am Beispiel des Lichtenmoors und 61 mm/a für das Leegmoor an. Für ehemalige Hochmoore mit aktueller Nutzung „Naturschutz“ wurde ebenfalls eine eigene Parametrisierung eingeführt.

7.2.3. Deponien

Wie auch die Torfabbaugebiete wurden Deponien zunächst als nicht bewachsene Flächen behandelt, und große Neubildungswerte resultierten daraus (HERRMANN et al. 2013a, b). Jede Deponie hat abhängig von z. B. Art der abgelagerten Stoffe oder Art und Umfang von Abdichtungssystemen und Wasserhaltung einen speziellen Wasserhaushalt. Ein großräumiges Modell wie mGROWA kann dabei nicht jeden Einzelfall betrachten, sondern muss pauschalisierte Annahmen treffen, um Deponien im Gesamtkontext abbilden zu können. Dazu wurden im Hinblick auf die Gesamtbilanz in der neuen mGROWA-Berechnung Deponien in eine andere Landnutzungs-kategorie überführt, was besser berücksichtigt, dass für Deponien sowohl Basisabdichtung, Oberflächenabdichtung wie auch eine Sickerwasserhaltung vorgeschrieben und i. d. R. auch verbaut sind.

7.2.4. Marschen

Im Bereich der Küstenmarschen werden von den Entwässerungsverbänden ganzjährig Sollpegel gehalten (z. B. SPIEKERMANN et al. 2018). Die Pegelstände variieren örtlich sehr stark, sind aber häufig nicht verfügbar dokumentiert. Der Flurabstand als Randbedingung für mGROWA18 wurde, soweit möglich, diesen künstlich gehaltenen Wasserständen angepasst. Dadurch sind die Grundwasserneubildungsraten im Vergleich zu mGROWA (2013) gesunken.

7.2.5. Versiegelte Flächen

Im Vergleich zur mGROWA-Version 2013 hat sich die Berücksichtigung der räumlichen Verteilung versiegelter Flächen substanziell verändert. In der Version 2013 waren einzelne Landnutzungs- und Vegetationstypen mit einem festen Attribut zum Versiegelungsgrad verknüpft. Dies führte zum Beispiel dazu, dass städtische oder ländlich teilversiegelte Landnutzungstypen nicht mit Werten aus der gesamten stetigen Bandbreite des Versiegelungsgrades zwischen 0 und 100 % parametrisiert wurden, sondern mit nur wenigen Werten, die jeweils Stufen repräsentierten. Dies hatte quasi eine verringerte Qualität der räumlichen Abbildung der Grundwasserneubildung in urbanen und ländlichen versiegelten Räumen zur Folge. In der mGROWA-Version 2018 wurde dieser Mangel durch die Implementierung und Verwendung mittlerweile verfügbarer rasterbasierter Versiegelungsgrade behoben. Die spezielle Simulationsmethodik für versiegelte Flächen ist unverändert geblieben. Nun können jedoch auf dem Modellraster viele Kombinationen aus individuellem Versiegelungsgrad sowie Landnutzungs- und Vegetationstypen entstehen. Auf den einzelnen Rasterzellen werden dann die mit der jeweiligen speziellen Simulationsmethodik einzeln berechneten Wasserhaushaltsgrößen mit Hilfe des individuellen Versiegelungsgrades zusammengesetzt. Der auf dem versiegelten Anteil gebildete Abfluss wird separat bilanziert und in der Abflussseparation weiterverarbeitet.

7.3. Grundwasserflurabstände im Jahresgang

Die Implementierung des Bodenwasserhaushaltsmodells BOWAB in mGROWA stellt mit der Berücksichtigung der bodenphysikalischen Prozesse einen großen Fortschritt bei der Quantifizierung der Grundwasserneubildungsraten dar.

In bisherigen Modellen zur landesweiten Berechnung der Grundwasserneubildung wurde nur ein 30jähriger Mittelwert ermittelt. Die Simulation in innerjährlicher Verteilung mit tatsächlichen Werten für jeden einzelnen Monat mittels eines konstanten Wertes für den mittleren Grundwasserflurabstand über das gesamte Jahr führt zu einem überschätzten kapillaren Aufstieg im Sommerhalbjahr. Dann liegt die Grundwasseroberfläche so tief, dass geringerer kapillarer Aufstieg stattfindet. Die Ausdehnung von Zehrgebieten und Bereichen mit verminderter Grundwasserneubildung durch kapillaren Aufstieg ist dadurch in der ersten Simulation mit mGROWA als überbewertet anzusehen. Die nun vorliegende Berechnung von mGROWA18 wurde mit Grundwasserflurabständen im Jahresgang durchgeführt.

7.4. Topographie

Der Topographie-Faktor wurde in der ersten mGROWA-Version mittels des DGM 50 (LGN 2008) berechnet, das mit einer einheitlichen Gitterweite von 50 m eine relativ grobe Auflösung hat. Für mGROWA18 basiert der Topographie-Faktor auf dem DGM 25 (LGLN 2015b), das aus dem DGM 10 abgeleitet ist und eine einheitliche Gitterweite von 25 m hat. Hangneigung und -exposition können somit mit dem DGM 25 detaillierter berücksichtigt werden.

7.5. Hydrogeologische Gesteinseinheiten

Mit der Umstellung der BFI-Werte, die ursprünglich auf Basis der Hydrogeologischen Übersichtskarte 1 : 200.000 (HÜK 200; BGR 2000) definiert wurden (KUNKEL et al. 2006), auf die GK 50 als Datengrundlage wurde die räumliche Auflösung in mGROWA18 signifikant verbessert.

Die nachfolgende Tabelle bietet eine Übersicht der Änderungen der Eingangsdaten in den Grundwasserneubildungsmodellen GROWA06v2, mGROWA und mGROWA18.

Tab. 8: Gegenüberstellung der Eingangsgrößen und entscheidender Unterschiede der Modelle.

| Modell | GROWA06V2 | mGROWA | mGROWA18 |
|---------------|--|---|--|
| Klimadaten | DWD; Regionalisierung BÖHNER (2004) | DWD; Regionalisierung KUNDEL et al. (2012) | DWD (2011a, b); Regionalisierung DWD |
| Landnutzung | ATKIS (LGN 2003) | ATKIS-DLM 25 (LGN 2003); CORINE Land Cover (CLC2000); Umweltbundesamt, DLR-DFD 2004) | ATKIS (LGLN 2015a); CORINE Land Cover (CLC2006); Umweltbundesamt, DLR-DFD 2009 |
| Topographie | DGM 50 (LGN 2006) | DGM 50 (LGN 2008) | DGM 25 (LGLN 2015b) |
| Reliefenergie | GOLF (1981), 5 Klassen | GOLF (1981), stufenlos | GOLF (1981), stufenlos |
| Flurabstand | Separation des Gesamtabfluss nach GW-Stufe (1–5); für Stufe 1 $ET_{real} = ET_{max}$ | Mittlerer Flurabstand abgeleitet aus BÜK 50 (LBEG 1999) | Flurabstand im Jahresgang nach BÜK 50 (LBEG 2014) u. Geofakten 20 (GEHRT & RAISSI 2008) |
| Dränung | Dränungs-rB über Kombination Nutzung und Bodentyp nach BÜK 50 (Stand 2004) | Karte der potenziell gedrännten landwirtschaftlichen Nutzflächen (TETZLAFF, KUHR & WENDLAND 2008) | Karte der potenziell gedrännten landwirtschaftlichen Nutzflächen (TETZLAFF, KUHR & WENDLAND 2008); angepasste Dränagetiefen Marschen |
| Festgestein | Zuordnung über nutzungsspezifische BÜK 50 (Stand 2004) | HÜK 200 (BGR 2000) | GK 50 (LBEG 2007) |

8. Diskussion

8.1. Unsicherheiten

Die Qualität von Modellierungsergebnissen hängt von der Genauigkeit der verwendeten Eingangsdaten und der Komplexität des Modells ab. Die Unsicherheit der Modellergebnisse ist bei der Modellierung von Grundwasserneubildungsraten vor allem durch die Unsicherheiten der Klimadaten bedingt. Sensitivitätsanalysen für Schleswig-Holstein (MEYER & TESMER 2000) und Hessen (HERGESELL, mündl. Mitteilung) haben gezeigt, dass der Niederschlag als wichtigster Eingangsfaktor auch den größten Einfluss auf die Ergebnisse der Grundwasserneubildungsberechnung hat. Alle anderen Einflussfaktoren der Berechnung liegen innerhalb dieses Fehlerbereichs.

Dabei gibt es bei der Messung von Niederschlägen zahlreiche Einflussfaktoren, die Auswirkungen auf das Messergebnis haben. Zu nennen sind Windfehler, Verdunstungsfehler, Benetzungseffekte oder Festfrieren der Kippwaage (z. B. RICHTER 1995). Untersuchungen mit wechselnder Höhenanordnung der Messgeräte ergaben, dass die verbreiteten Standardgeräte nur 50 bis 95 % des wahren Niederschlags messen (SEVRUK 1994, MEYER & TESMER 2000). Wesentliche Ursache hierfür ist die Verwehung von Niederschlagsanteilen über die Messeinrichtung. Die Regionalisierung der Stationsdaten und über die Zeit veränderliche Messnetze bringen weitere Unsicherheiten mit sich, die jedoch auf Grund fehlender Vergleichsdaten kaum zu quantifizieren sind (DWD 2017).

Letztendlich werden jedoch zur Validierung und Evaluierung der berechneten Grundwasserneubildungsraten die berechneten Gesamtabflüsse und Basisabflüsse mit den Pegeldaten der Abflussmessungen verglichen. Das heißt, auch

wenn die Unsicherheit der Niederschlagswerte punktuell sehr hoch ist, wird sie nicht über große Flächen direkt auf das Endergebnis übertragen.

Die bei der Grundwasserneubildungs-Modellierung ermittelte rechnerische Genauigkeit weist für jede Rasterzelle auf Grund der genannten Unsicherheiten einen Toleranzbereich auf. Deshalb werden Grundwasserneubildungsraten in Wertebereichen angegeben (s. Kap. 9).

8.2. Zeitliche Auflösung

Die zeitliche Skala spielt bei der Betrachtung des Bodenwasserhaushalts eine große Rolle. Wenn der gesamte Monatsniederschlag beispielsweise in einem Starkregenereignis fällt, wird wesentlich weniger davon in die ungesättigte Bodenzone aufgenommen, als wenn der Niederschlag über einen längeren Zeitraum fällt. Für die Berechnung von Grundwasserneubildung erzeugt man 30jährige Mittelwerte, damit sich Speichereffekte und z. B. durch Starkregen bedingte Extremwerte herausmitteln.

Weiterhin wäre, um diese Effekte zu berücksichtigen, mindestens eine stündliche Auflösung der Klimadaten nötig. Der DWD (2019) stellt stündliche Daten ab 1990 für 78 Stationen zur Verfügung. Es bleibt jedoch offen, wann eine akzeptable Simulationsdauer der Modellrechnungen durch gesteigerte Rechnerleistung erreicht werden kann und inwiefern die Regionalisierungen die sehr lokal auftretenden Starkregenereignisse überhaupt darstellen können.

8.3. Präferenzieller Fluss

Bodenphysikalische Kennwerte, mit deren Hilfe man den Bodenwasserhaushalt simuliert, werden unter Annahme von zwei Bedingungen abgeleitet: Es besteht eine eindeutige Beziehung zwischen pF-Wert und Wassergehalt, und der Wassergehalt in der Bodenschicht ist gleichmäßig verteilt. Beide Annahmen treffen jedoch häufig nicht zu. Es kommt nachweislich zu Prozessen, die unter dem Begriff „Präferenzieller Fluss“ zusammengefasst werden. Dabei können deutlich höhere Fließgeschwindigkeiten, als die mit klassischen Fließgleichungen berechneten, auftreten (DWA 2016). Hierbei kann zwischen Fingerfluss und Makroporenfluss unterschieden werden. Beim Makroporenfluss fließt das Niederschlagswasser durch singuläre

Makroporen wie z. B. Wurmgänge oder Wurzelkanäle. SIEBNER (2000) zeigt beispielsweise, dass die Versickerung auf Pelosol des Röt „sofort mit einsetzenden Niederschlägen“, vor Auffüllen des Bodenwasservorrats einsetzen kann. Der Wassertransport erfolgt laut dieser Arbeit präferenziell in wenigen bevorzugten Bahnen mit hohen Porenwassergeschwindigkeiten.

Diese Prozesse werden als sehr relevant eingestuft (DWA 2016), finden in älteren Modellen jedoch keine explizite Berücksichtigung (s. ZEPP et al. 2017). In mGROWA wird präferenzieller Fluss durch Zulassen von schichtweiser Sickerwasserbildung vor Erreichen der Feldkapazität in Aufsättigungsphasen berücksichtigt (ENGEL, MÜLLER & SCHÄFER 2012).

8.4. Evaluierung

Die Modellergebnisse der Berechnung von Grundwasserneubildungsraten werden üblicherweise anhand der Pegeldaten (Ganglinien-separation) evaluiert und validiert. Diese Verfahren werden seit Langem angewandt (z. B. WUNDT 1958). Es bleibt zu bedenken, dass diese Verfahren selbst nicht unumstritten sind. So können für Gebiete größer 2–3 km² die Ergebnisse der Ganglinienseparation nicht validiert werden, da direkte Messungen des Grundwasserabflusses nicht existieren (s. ROJANSCHI 2006). Einzugsgebiete von Pegeln müssen groß genug sein, um die Räume, in denen die Abflusskonzentration stattfindet, als repräsentatives Elementarvolumen auf der regionalen Skala betrachten zu können. Betrachtete Einzugsgebiete müssen auch klein genug sein, damit der Niederschlag gleichmäßig über die ganze Fläche fällt. Diese Einschränkungen sind in der Literatur mit einer unteren Grenze zwischen 1 und 10 km² und einer oberen Grenze zwischen 500 und 1300 km² angegeben (s. ROJANSCHI 2006 und Referenzen darin). Ein weiteres Problem ist die Frage der Übereinstimmung von oberirdischen und unterirdischen Einzugsgebieten. Diese Rahmenbedingungen wurden für die Evaluierung von mGROWA beachtet.

8.5. Einfluss von Grundwasser-Entnahmen für landwirtschaftliche Bewässerung

Entnahmen aus dem Grundwasser, zum Beispiel zur Beregnung, spielen im Wasserhaushalt eine große Rolle. Die damit verbundene Absenkung des Grundwassers und die zusätzliche Verdunstung beeinflussen die Größen des Wasserhaushalts. Aufgrund nicht vorhandener flächendeckender Daten können diese Prozesse jedoch nicht berücksichtigt werden. Daher sollte jeder, der Daten des Wasserhaushalts nutzen möchte, bei der Erhebung vollständiger Datensätze mitwirken.

- Die Rasterdaten (*.asc) mit den originalen Rechenergebnissen und
- Shape-Dateien (ESRI *.shp) mit zusätzlicher Stufeneinteilung.

Der Datentyp (Pixel Type) der Rasterdaten ist „floating point“. Die rechnerisch ermittelten Nachkommastellen spiegeln auf Grund der in Kapitel 8 diskutierten Randbedingungen nicht die Genauigkeit der Werte wider.

Entsprechend der Spannweite der Werte innerhalb der Stufen (von 50 mm/a) können für Einzelwerte der Rasterdaten (bzw. der Gridcode-Werte der Shape-Dateien) für Jahresmittelwerte 25 mm/a zu- oder abgeschlagen werden.

Dies wird mit folgendem Beispiel verdeutlicht: Der Gridcode bzw. Rasterzellenwert ist 220 mm/a (+/-25 mm/a). Dann sind Werte von 195 bis 245 mm/a für weiterführende Berechnungen zulässig. Dieser Wertebereich wird im Rahmen von Genauigkeit und Richtigkeit der Niederschlagsmessungen, Regionalisierung der Klimadaten sowie Abflussmessungen und deren Auswertung mittels verschiedener Separationsverfahren angegeben.

Für die 30jährigen Monatsmittelwerte gilt analog folgendes Schema in Tabelle 9. Die einzelnen Monatswerte können, basierend auf den 30jährigen Monatsreihen, um bis zu XX mm/a (s. Tab. 9) abweichen. Im Jahresmittel sollten diese in der Summe aber einen Wert von 25 mm/a nicht überschreiten.

9. Kartendarstellung und Verwendung der Daten

Für die Kartendarstellung wurden den Rechenergebnissen Grundwasserneubildungsstufen zugeordnet. Die Grundwasserneubildungsstufen sind für die Jahresmittelwerte in Schritten von 50 mm/a und für die Monatsmittelwerte in Schritten von 20 mm/Monat angegeben. Dazu wurden die Rasterdaten in Shape-Dateien umgewandelt. Es werden im Maßstab 1 : 50.000 zwei Produkte angeboten:

Tab. 9: In der praktischen Anwendung möglicher Zuschlag bzw. Abschlag der monatlichen Grundwasserneubildungsraten bis 25 mm in der Jahressumme.

| Monat | Jan | Feb | Mae | Apr | Mai | Jun | Jul | Aug | Sep | Okt | Nov | Dez |
|---------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Gridcode-Wert +/-mm/Monat | 10 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 10 | 15 |

10. Ausblick

Wie schon in der Vergangenheit ist die Weiterentwicklung des Grundwasserneubildungsmodells ein kontinuierlicher Prozess, in den z. B. wissenschaftliche Fortschritte, Erkenntnisse aus der wasserwirtschaftlichen Praxis oder auch aktualisierte Eingangsdaten einfließen. So werden in einem nächsten Schritt die Auswirkungen geprüft, die sich aus der Verwendung der neuen Bodenkarte BK 50 (LBEG 2017) ergeben.

11. Literatur

- AD-HOC-AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. Aufl. (KA5), 438 S., 41 Abb., 103 Tab., 31 Listen; Hannover.
- AG GRUNDWASSERNEUBILDUNG (der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft) (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. – Geol. Jb. **C 19**: 98 S.; Hannover.
- ARBEITSKREIS KLIWA (2017): Entwicklung von Bodenwasserhaushalt und Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg, Bayern, Rheinland-Pfalz und Hessen (1951–2015). – KLIWA-Berichte **21**: 102 S.; Sonnefeld.
- ATV-DVWK-REGELWERK (2002): Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. – Merkblatt ATV-DVWK **M 504**: 144 S.; Rheinbach (Moser).
- BECKER, A. & SERBAN, P. (1990): Hydrological models for water-resources system design and operation. World Meteorological Organisation.
- BGR – BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (2000): Hydrogeologische Übersichtskarte von Deutschland 1 : 200.000. – <<https://geoviewer.bgr.de>>; Hannover.
- BLANKENBURG, J. (1996): Wasserhaushalt von Hoch- und Niedermooren in Beziehung zum Grundwasser. Niedersächsische Akademie der Geowissenschaften [Hrsg.]: Wasser und Boden - Nutzung, Belastung und Schutz in Niedersachsen, Veröff. Nds. Akad. Geowiss. **11**: 90–96; Stuttgart (Schweizerbart).
- BMJ – BUNDESMINISTERIUM DER JUSTIZ UND FÜR VERBRAUCHERSCHUTZ (2018): Wasserhaushaltsgesetz vom 31. Juli 2009 (BGBl. I: 2585), das zuletzt durch Artikel 2 des Gesetzes vom 4. Dezember 2018 (BGBl. I: 2254) geändert worden ist. – 64 S.; Berlin.
- BOGENA, H., KUNKEL, R., SCHÖBEL, T., SCHREY, H. P. & WENDLAND, F. (2005): Distributed modeling of groundwater recharge at the macroscale. – Ecological Modelling **187**: 15–26; München (Elsevier).
- BÖHNER, J. (2004): Regionalisierung bodenrelevanter Klimaparameter für das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung (NLFb) und die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR). – Arb.-H. Boden 2004/4: 17–66, 23 Abb., 4 Tab.; Hannover (BGR & NLFb).
- BURROUGH, P. A. & McDONELL, R. A. (1998): Principles of Geographical Information Systems. – 333 S.; New York (Oxford University Press).
- COPERNICUS LAND MONITORING SERVICE (2012): High Resolution Layer Imperviousness: 20 m. – <<https://land.copernicus.eu/pan-european/high-resolution-layers/imperviousness>>.
- DEMUTH, S. (1993): Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa. – Freiburger Schriften zur Hydrologie **1**, <www.hydrology.uni-freiburg.de/publika/FSH-Bd01-Demuth.pdf>; Freiburg.
- DIN 4049 (1996): Hydrologie. - In: DIN Taschenbuch **211**: Wasserwesen, Begriffe: 210–312, Berlin (Beuth).
- DISSE, M. (1995): Modellierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten. – Mitt. Inst. Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe, 53: 180 S.; Karlsruhe.
- DÖRHÖFER, G. & JOSOPAIT, V. (1980): Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. – Geol. Jb. **C27**: 45–65; Hannover.
- DÖRHÖFER, G. & JOSOPAIT, V. (1997): Grundwasserneubildung und ihre Ermittlung - eine Anmerkung zum Beitrag von Hölting: Modellrechnungen zur Grundwasserneubildung. – Grundwasser **2** (2): 77–80; Berlin (Springer).
- DVWK – DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU (Hrsg.) (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. – DVWK Merkbl. **238**: 135 S.; Bonn.
- DWA – DEUTSCHE VEREINIGUNG FÜR WASSERWIRTSCHAFT, ABWASSER UND ABFALL (Hrsg.) (2016): Bodenfunktionsansprache. - 1. Ableitung von Kennwerten. – DWA-Regelwerk, Arbeitsbl. DWA-A **920-1**: 67 S.; Hennef.

- DWD – DEUTSCHER WETTERDIENST (2011a): Raster der Monatssumme der Niederschlagshöhe für Deutschland. – bereitgestellt 2011; Offenbach.
- DWD – DEUTSCHER WETTERDIENST (2011b): Monatliche Raster der Summe der potenziellen Evapotranspiration über Gras. – bereitgestellt 2011; Offenbach.
- DWD – DEUTSCHER WETTERDIENST (2017): <ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC/grids_germany/monthly/precipitation/BESCHREIBUNG_gridsgermany_monthly_precipitation_de.pdf>.
- DWD – DEUTSCHER WETTERDIENST (2019): <https://www.dwd.de/DE/leistungen/klimadatendeutschland/beschreibung_stundenwerte.html> (Abruf 13.03.2019).
- ELBRACHT, J., ERTL, G. & LESSMANN, B. (2018): Fachgespräch der AG Hydrogeologie der Staatlichen Geologischen Dienste zum Thema „Grundwasser-Neubildung“. – *Grundwasser* **23** (3): 262–268; Berlin (Springer).
- ELBRACHT, J., MEYER, R. & REUTTER, E. (2016): Hydrogeologische Räume und Teilräume in Niedersachsen. – *GeoBerichte* **3**: 118 S., 42 Abb.; Hannover (LBEG).
- ENGEL, N., MÜLLER, U. & SCHÄFER, W. (2012): BOWAB – Ein Mehrschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell. – *GeoBerichte* **20**: 85–98, 4 Abb., 4 Tab.; Hannover (LBEG).
- EUROPÄISCHE GEMEINSCHAFTEN (2000): Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik. – 73 S.; Brüssel.
- GEHRT, E. & RAISSI, F. (2008): Grundwasseramplituden in Bodenlandschaften Niedersachsens. – 2. Aufl., *Geofakten* **20**: 8 S., 5 Abb., 1 Tab.; Hannover (LBEG).
- GEIGER, R. (1961): Das Klima der bodennahen Luftschicht. – Freidr. Vieweg und Sohn; Braunschweig.
- GIESEL, W., RENGER, M. & STREBEL, O. (1972): Berechnung des kapillaren Aufstiegs aus dem Grundwasser in den Wurzelraum unter stationären Bedingungen. – *Z. Pflanzenernährung und Bodenkunde* **130**: 17–30; Weinheim (Wiley-VCH).
- GLEICK, P. H. (1987): The Development and Testing of a Water Balance Model for Climate Impact Assessment: The Sacramento Basin. – *Water Resources Research* **23** (6): 1049–1061.
- GOLF, W. (1981): Ermittlung der Wasserressourcen im Mittelgebirge. – *Wasserwirtschaft und Wassertechnik* **31**: 93–95; Berlin (Verl. f. Bauwesen).
- GUPTA, H. V., SOROOSHIAN, S. & YAPO, P. O. (1999): Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. – *J. Hydraulic Engineering* **4** (2): 135–143; Reston.
- HAD (2003): Hydrologischer Atlas von Deutschland. – Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (Hrsg.): CD-ROM, erweiterte Ausgabe; Bonn.
- HERRMANN, F., CHEN, S., KUNKEL, R. & WENDLAND, F. (2013a): Quantifizierung und Bewertung des inner-jährlichen Abflussgeschehens und der Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt in Niedersachsen und Bremen – Endbericht Forschungszentrum Jülich: 73 S.; Jülich [Unveröff.].
- HERRMANN, F., CHEN, S., HEIDT, L., ELBRACHT, J., ENGEL, N., KUNKEL, R., MÜLLER, U., RÖHM, H., VERECKEN, H. & WENDLAND, F. (2013b): Zeitlich und räumlich hochaufgelöste flächendifferenzierte Simulation des Landschaftswasserhaushalts in Niedersachsen mit dem Modell mGROWA. – *Hydrologie Wasserbewirtschaftung* **57** (5): 206–224; Koblenz (BfG).
- HERRMANN, F. (2018): Aktualisierung der mGROWA-Modellierung für Niedersachsen. – Endbericht Forschungszentrum Jülich: 84 S.; Jülich [Unveröff.].
- HINZE, C. (1971): Erläuterungen zu Clausthal-Zellerfeld Nr. 4128. – *Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25.000*: 166 S.; Hannover (NLfB).
- HÖLTING, B. (1997): Modellrechnungen zur Grundwasserneubildung: Eine kritische Anmerkung. – *Grundwasser* **2** (1): 34–35; Berlin (Springer).
- HÖLTING, B. & COLDEWEY, W. G. (2018): Hydrogeologie: Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie. – 8. Aufl.: 438 S.; Berlin (Springer).

- HÖPER, H. & MEESENBURG, H. (Hrsg.) (2012): Tagungsband 20 Jahre Bodendauerbeobachtung in Niedersachsen. – GeoBerichte **23**: 256 S., 172 Abb., 43 Tab., 4 Anh.; Hannover (LBEG).
- KASPAR, F., MÜLLER-WESTERMEIER, G., PENDA, E., MÄCHEL, H., ZIMMERMANN, K., KAISERWEISS, A. & DEUTSCHLÄNDER, T. (2013): Monitoring of climate change in Germany - data, products and services of Germany's National Climate Data Centre. – Adv. Sci. Res. **10**: 99–106; Göttingen (Copernicus).
- KEIL, M., BOCK, M., ESCH, T., METZ, A., NIELAND, S. & PFITZNER, A. (2011): CORINE Land Cover 2006 - Europaweit harmonisierte Aktualisierung der Landbedeckungsdaten für Deutschland. – Umweltbundesamt (Hrsg.): UBA Texte **13/2011**: 67 S.; Dessau (UBA).
- KUNKEL, R. & WENDLAND, F. (1998): Der Landschaftswasserhaushalt im Flusseinzugsgebiet der Elbe - Verfahren, Datengrundlagen und Bilanzgrößen. – Schriften Forschungszentrum Jülich, Reihe Umwelt/Environment **12**: 107 S.; Jülich.
- KUNKEL, R. & WENDLAND, F. (2002): The GROWA98 model for water balance analysis in large river basins - the river Elbe case study. – J. Hydrology **259** (1–4): 152–162; Amsterdam (Elsevier).
- KUNKEL, R., BOGENA, H., TETZLAFF, B. & WENDLAND, F. (2006): Digitale Grundwasserneubildungskarte von Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen, Hamburg und Bremen: Erstellung und Auswertungsbeispiele. – Hydrologie und Wasserbewirtschaftung **50** (5): 212–219; Koblenz.
- KUNKEL, R., WENDLAND, F., RÖHM, H. & ELBRACHT, J. (2012): Das CLINT-Interpolationsmodell zur Regionalisierung von Klimadaten und WETTREG-Klimaprojektionen für Analysen zum regionalen Boden- und Grundwasserhaushalt in Niedersachsen und Bremen. – GeoBerichte **20**: 6–31, 13 Abb.; Hannover (LBEG).
- LBEG – LANDESAMT FÜR BERGBAU, ENERGIE UND GEOLOGIE (1999/2014): BÜK 50 – nutzungsdifferenzierte Bodenübersichtskarte von Niedersachsen 1 : 50.000. – Niedersächsisches Bodeninformationssystem (NIBIS®); Hannover.
- LBEG – LANDESAMT FÜR BERGBAU, ENERGIE UND GEOLOGIE (2007): GK 50 – Geologische Karte 1 : 50.000. – Kartenserver des Niedersächsischen Bodeninformationssystems NIBIS®, <<http://nibis.lbeg.de/cardomap3/>>; Hannover.
- LBEG – LANDESAMT FÜR BERGBAU, ENERGIE UND GEOLOGIE (2017): BK 50 – Bodenkarte von Niedersachsen 1 : 50.000. – Kartenserver des Niedersächsischen Bodeninformationssystems NIBIS®, <<http://nibis.lbeg.de/cardomap3/>>; Hannover.
- LEAVESLEY, G. H. (1994): Modeling the effects of climate change on water resources - a review. – Climatic Change **28** (1-2): 159–177.
- LEMKE, D. & ELBRACHT, J. (2008): Grundwasserneubildung in Niedersachsen. Ein Vergleich der Methoden Dörhöfer & Josopait und GROWA06V2. – GeoBerichte **10**: 61 S., 19 Abb., 24 Tab., Anh.; Hannover (LBEG).
- LGLN – LANDESAMT FÜR GEOINFORMATION UND LANDESVERMESSUNG NIEDERSACHSEN (2015a): Digitale Landschaftsmodelle. – <<https://www.lgln.niedersachsen.de/>>; Hannover.
- LGLN – LANDESAMT FÜR GEOINFORMATION UND LANDESVERMESSUNG NIEDERSACHSEN (2015b): DGM 25 - Digitales Geländemodell. – <<https://www.lgln.niedersachsen.de/>>; Hannover.
- LGN – LANDESVERMESSUNG UND GEOBASISINFORMATION NIEDERSACHSEN (Hrsg.) (2003): ATKIS® - Amtliches topographisches Karteninformationssystem – DLM 25.2. – Hannover.
- LGN – LANDESVERMESSUNG UND GEOBASISINFORMATION NIEDERSACHSEN (2006/2008): DGM 50 - Digitales Geländemodell (Auflösung 50 m). – <<https://www.lgln.niedersachsen.de/>>; Hannover.
- LINKE, V. (2010): Einfluss des Klimas und der Landnutzung auf die Grundwasserneubildung im nördlichen Deistervorland (1938–2003). – GeoBerichte **16**: 73 S., 26 Abb., 22 Tab., Anh.; Hannover (LBEG).
- LSN – LANDESAMT FÜR STATISTIK NIEDERSACHSEN (2016): Öffentliche Wasserversorgung und Abwasserentsorgung 2013. – Statistische Berichte Niedersachsen **Q 1-3j/2013**: 59 S.; Hannover.

- MEYER, T. & TESMER, M. (2000): Ermittlung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildungsrate in Südost-Holstein nach verschiedenen Verfahren unter Verwendung eines Geoinformationssystems. – 201 S.; Berlin (dissertation.de).
- MIDDELKOOP, H., DAAMEN, H., GELLENS, D., GRABS, W., KWADIJK, J. C. J., LANG, H., PARMET, B. W. A. H., SCHÄDLER, B., SCHULLA, J. & WILKE, K. (2001): Impact of Climate Change on Hydrological Regimes and Water Resources Management in the Rhine Basin. – *Climatic Change* **49** (1/2): 105–128.
- MONTEITH, J. L. (1965): Evaporation and environment. – In: FOGG, G. E. (Hrsg.): *Symp. Soc. Experimental Biology: The State and Movement of Water in Living Organisms*: 205–234; Swansea (Cambridge University Press).
- MORIASI, D. N., ARNOLD, J. G., VAN LIEW, M. W., BINGNER, R. L., HARMEL, R. D. & VEITH, T. L. (2007): Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. – *Transactions of the ASABE* **50** (3): 885–900, (doi: 10.13031/2013.23153).
- MÜLLER, U. (2004): Auswertungsmethoden im Bodenschutz. Dokumentation zur Methodenbank des Niedersächsischen Bodeninformationssystems (NIBIS®). – 7. erweiterte und ergänzte Auflage, Arb.-H. Boden 2004/2: 409 S., 3 Abb., 405 Tab.; Hannover (NfB).
- MÜLLER, U. & WALDECK, A. (2011): Auswertungsmethoden im Bodenschutz - Dokumentation zur Methodenbank des Niedersächsischen Bodeninformationssystems (NIBIS®). – *GeoBerichte* **19**: 415 S., 37 Abb., 335 Tab.; Hannover (LBEG).
- MÜLLER-WESTERMEIER, G. (1995): Numerische Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten. – *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **193**: 18 S.; Offenbach.
- NASH, J. E. & SUTCLIFFE, J. V. (1970): River flow forecasting through conceptual models: Part I - A discussion of principles. – *J. Hydrology* **10** (3): 282–290; Amsterdam (Elsevier).
- NLWKN – NIEDERSÄCHSISCHER LANDESBETRIEB FÜR WASSERWIRTSCHAFT, KÜSTEN- UND NATURSCHUTZ (2009): Tägliche Abflussmessungen an den Pegeln des NLWKN und Hydrographische Karte von Niedersachsen. – übergeben 2009.
- RAUTHE, M., STEINER, H., RIEDIGER, U., MAZURKIEWICZ, A. & GRATZKI, A. (2013): A Central European precipitation climatology – Part I: Generation and validation of a high resolution gridded daily data set (HYRAS). – *Meteorol. Zeitschrift* **22** (3): 235–256, Stuttgart (Schweizerbart).
- RENGER, M., BOHNE, K., FACKLAM, M., HARRACH, T., RIEK, W., SCHÄFER, W., WESSOLEK, G. & ZACHARIAS, S. (2009): Bodenphysikalische Kennwerte und Berechnungsverfahren für die Praxis. – *Bodenökologie und Bodengenese* **40**: 80 S.; Berlin.
- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. – *Berichte des DWD* **194**: 93 S.; Offenbach.
- ROJANSCHI, V. (2006): Abflusskonzentration in mesoskaligen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung des Sickerraumes. – *Mitteilungen Institut für Wasserbau* **146**: 180 S.; Stuttgart.
- SCHEFFER, F. (2002). *Lehrbuch der Bodenkunde / Scheffer/Schachtschabel*. – Heidelberg, Berlin (Spektrum).
- SCHOUWENAARS, J. M. (1988): The Impact of water management upon groundwater fluctuations in a disturbed bog relict. – *Agricultural Water Management* **14**: 439–449; Amsterdam (Elsevier).
- SCHOUWENAARS, J. M. (1993): Hydrological differences between bogs and bog-relicts and consequences for bog restoration. – *Hydrobiologia* **265** (1-3): 217–224; Cham (Springer).
- SCHOUWENAARS, J. M., BLANKENBURG, J. & STERK, G. (1992): Hydrologische Feld- und Modellversuche in Hochmoor. – *Telma* **22**: 37–52; Hannover.
- SEVRUK, B. (1994): Spatial and temporal inhomogeneity of global precipitation data. – In: DESBOIS, M. & DESALAMAND, F. (Hrsg.): *Global precipitation and climate change*: 219–230; Berlin (Springer).
- SHEPARD, D. (1968): A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. – *Proc. 1968 ACM National Conference*: 517–524; New York.

- SIEBNER, C. S. (2000): Wasserbewegung und Stofftransport in Pelosolen am Beispiel des Südniedersächsischen Röt (Oberer Buntsandstein). – 128 S.; Göttingen (eDiSS).
- SPIEKERMANN, J., AHLHORN, F., BORMANN, H. & KEBSCHULL, J. (2018): Zukunft der Binnenentwässerung: Strategische Ausrichtung in Zeiten des Wandels - Eine Betrachtung für das Verbandsgebiet des I. Entwässerungsverbandes Emden. – 10.13140/RG.2.2.26977.56167; Oldenburg.
- TETZLAFF, B., KUHR, P. & WENDLAND, F. (2008): Ein neues Verfahren zur differenzierten Ableitung von Dränflächenkarten für den mittleren Maßstabbereich auf Basis von Luftbildern und Geodaten. – *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* **52** (1): 9–18; Koblenz.
- UBA – UMWELTBUNDESAMT (2004): CORINE Land Cover (CLC2000). – DLR-DFD 2004.
- UBA – UMWELTBUNDESAMT (2009): CORINE Land Cover (CLC2006). – DLR-DFD 2009; Dessau.
- VAN GENUCHTEN, M. T. (1980): A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. – *Soil Science Society of America Journal* **44** (5): 892–898; Madison.
- WENDLAND, F., KUNKEL, R., TETZLAFF, B. & DÖRHÖFER, G. (2003): GIS-based determination of the mean long-term groundwater recharge in Lower Saxony. – *Environmental Geology* **45** (2): 273–278.
- WENDLING, U. (1985): Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. – *Wasserwirtschaft* **85**: 602–604; Wiesbaden (Springer).
- WESSOLEK, G. & FACKLAM, M. (1997): Standortigenschaften und Wasserhaushalt von versiegelten Flächen. – *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* **160** (1): 41–46.
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. – In: GRAHMANN, R. (Hrsg.): *Die Grundwasser in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. – Forschung zur deutschen Landeskunde* **104**: 47–54; Remagen.
- ZEPP, H., KÖNIG, C., KRANL, J., BECKER, M., WERTH, B. & RATHJE, M. (2017): Implizite Berechnung der Grundwasserneubildung (RUBINFLUX) im instationären Grundwasserströmungsmodell SPRING. Eine neue Methodik für regionale, räumlich hochaufgelöste Anwendungen. – *Grundwasser* **22** (2): 113–126; Berlin (Springer).

Autorenschaft

- Gabriele Ertl
Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie,
Referat L 2.5 Hydrogeologische Grundlagen,
Stilleweg 2,
30655 Hannover.
- Dr. Jan Bug
<https://orcid.org/0000-0002-2435-2540>
Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie,
Referat L 3.1 Bodenschutz, Bodenkundliche Landesaufnahme,
Stilleweg 2,
30655 Hannover.
- Dr. Jörg Elbracht
Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie,
Referat L 2.5 Hydrogeologische Grundlagen,
Stilleweg 2,
30655 Hannover.
- Nicole Engel
<https://orcid.org/0000-0002-0208-1110>
Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie,
Referat L 3.1 Bodenschutz, Bodenkundliche Landesaufnahme,
Stilleweg 2,
30655 Hannover.
- Dr.-Ing. Frank Herrmann
Forschungszentrum Jülich,
Institut für Bio- und Geowissenschaften (IBG) – Agrosphäre (IBG-3),
Wilhelm-Johnen-Straße,
52428 Jülich.

ISSN 1864 – 7529